This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Über dieses Buch

Dies ist ein digitales Exemplar eines Buches, das seit Generationen in den Regalen der Bibliotheken aufbewahrt wurde, bevor es von Google im Rahmen eines Projekts, mit dem die Bücher dieser Welt online verfügbar gemacht werden sollen, sorgfältig gescannt wurde.

Das Buch hat das Urheberrecht überdauert und kann nun öffentlich zugänglich gemacht werden. Ein öffentlich zugängliches Buch ist ein Buch, das niemals Urheberrechten unterlag oder bei dem die Schutzfrist des Urheberrechts abgelaufen ist. Ob ein Buch öffentlich zugänglich ist, kann von Land zu Land unterschiedlich sein. Öffentlich zugängliche Bücher sind unser Tor zur Vergangenheit und stellen ein geschichtliches, kulturelles und wissenschaftliches Vermögen dar, das häufig nur schwierig zu entdecken ist.

Gebrauchsspuren, Anmerkungen und andere Randbemerkungen, die im Originalband enthalten sind, finden sich auch in dieser Datei – eine Erinnerung an die lange Reise, die das Buch vom Verleger zu einer Bibliothek und weiter zu Ihnen hinter sich gebracht hat.

Nutzungsrichtlinien

Google ist stolz, mit Bibliotheken in partnerschaftlicher Zusammenarbeit öffentlich zugängliches Material zu digitalisieren und einer breiten Masse zugänglich zu machen. Öffentlich zugängliche Bücher gehören der Öffentlichkeit, und wir sind nur ihre Hüter. Nichtsdestotrotz ist diese Arbeit kostspielig. Um diese Ressource weiterhin zur Verfügung stellen zu können, haben wir Schritte unternommen, um den Missbrauch durch kommerzielle Parteien zu verhindern. Dazu gehören technische Einschränkungen für automatisierte Abfragen.

Wir bitten Sie um Einhaltung folgender Richtlinien:

+ *Nutzung der Dateien zu nichtkommerziellen Zwecken* Wir haben Google Buchsuche für Endanwender konzipiert und möchten, dass Sie diese Dateien nur für persönliche, nichtkommerzielle Zwecke verwenden.

+ *Keine automatisierten Abfragen* Senden Sie keine automatisierten Abfragen irgendwelcher Art an das Google-System. Wenn Sie Recherchen über maschinelle Übersetzung, optische Zeichenerkennung oder andere Bereiche durchführen, in denen der Zugang zu Text in großen Mengen nützlich ist, wenden Sie sich bitte an uns. Wir fördern die Nutzung des öffentlich zugänglichen Materials für diese Zwecke und können Ihnen unter Umständen helfen.

+ *Beibehaltung von Google-Markenelementen* Das "Wasserzeichen" von Google, das Sie in jeder Datei finden, ist wichtig zur Information über dieses Projekt und hilft den Anwendern weiteres Material über Google Buchsuche zu finden. Bitte entfernen Sie das Wasserzeichen nicht.

+ *Bewegen Sie sich innerhalb der Legalität* Unabhängig von Ihrem Verwendungszweck müssen Sie sich Ihrer Verantwortung bewusst sein, sicherzustellen, dass Ihre Nutzung legal ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass ein Buch, das nach unserem Dafürhalten für Nutzer in den USA öffentlich zugänglich ist, auch für Nutzer in anderen Ländern öffentlich zugänglich ist. Ob ein Buch noch dem Urheberrecht unterliegt, ist von Land zu Land verschieden. Wir können keine Beratung leisten, ob eine bestimmte Nutzung eines bestimmten Buches gesetzlich zulässig ist. Gehen Sie nicht davon aus, dass das Erscheinen eines Buchs in Google Buchsuche bedeutet, dass es in jeder Form und überall auf der Welt verwendet werden kann. Eine Urheberrechtsverletzung kann schwerwiegende Folgen haben.

Über Google Buchsuche

Das Ziel von Google besteht darin, die weltweiten Informationen zu organisieren und allgemein nutzbar und zugänglich zu machen. Google Buchsuche hilft Lesern dabei, die Bücher dieser Welt zu entdecken, und unterstützt Autoren und Verleger dabei, neue Zielgruppen zu erreichen. Den gesamten Buchtext können Sie im Internet unter `http://books.google.com` durchsuchen.

UC-NRLF
$B 270 591

Das Wissen der Gegenwart

Deutsche Universal-Bibliothek für Gebildete.

Physiography (Hydrography)

LIBRARY

OF THE

UNIVERSITY OF CALIFORNIA.

Received JUN 24 1892 , 189

Accessions No. 48268. Class No.

Wissenschaft vom Standpunkte der heutigen Forschung aus befriedigende Aufklärung, Belehrung und Anregung zu bieten, wird hiermit der allgemeinen Teilnahme empfohlen. Für unsere Sammlung ist vorläufig ein Umfang von zwei bis dreihundert Bänden in Aussicht genommen, **von denen jeder einzelne ein Ganzes für sich**, zugleich aber einen Baustein zu einem Gesamtgebäude bilden soll. Bei dem Plane des Unternehmens haben wir jene Zweiteilung, welche als herrschende unverkennbar durch die moderne Wissenschaft hindurchgeht, zum obersten Einteilungsgrunde gemacht. Die **Naturwissenschaften** und die **historischen Wissenschaften**, die gleichsam wie glücklich gelegene Inseln immer mehr fruchtbares Land ansetzen und selbst widerstrebende Disziplinen an sich heranziehen, werden, wie sie im Leben der modernen Wissenschaft selbst die Herrschaft angetreten haben, auch in unserem Werke, welches dieses Leben klar abspiegeln will, die beiden großen Hauptgruppen der systematischen Einteilung bilden. Die rein abstrakten Wissenschaften, welche eine dritte Gruppe bilden könnten, werden wir keineswegs aus unserem Werke ausscheiden, aber nicht sowohl vom dogmatischen als vom historischen Standpunkte aus beleuchten. Und dies aus dem Doppelgrunde, weil in einem Teil dieser Wissenschaften, wie z. B. in der Mathematik, ein anderes Wissen als ein durchaus vollständiges Fachwissen nicht denkbar ist, während in einem andern Teile, wie in der Metaphysik, positive Wahrheit nur insoweit, als es auf innere Geschichte ankommt, zu bieten ist.

Wir bemerken nur noch, daß wir die **Länder- und Völkerkunde**, die als selbständige Wissenschaft immer bedeutsamer hervortritt und die naturwissenschaftlichen und historischen Elemente in sich schließt, in unserem Plane deshalb der großen Gruppe der historischen Wissenschaften angereiht haben, weil der Hauptgesichtspunkt, von dem die Methode dieser Wissenschaften ausgeht, nämlich die territoriale Abgrenzung, ein historischer ist.

Inhalt der erschienenen Bände:

Bd. 1. **Gindely, A.,** Gesch. d. 30jähr. Krieges in drei Abteilgn. I. 1618—1621: Der böhm. Aufst. u. s. Bestrafung. 280 S. Mit 3 Doppelvollbild., 1 Vollbild u. 4 Portr. in Holzst.

Bd. 2. **Klein, Dr. Herm. J.,** Allgemeine Witterungskunde. 266 Seiten. Mit 6 Karten, 2 Vollbildern und 31 Abbildungen in Holzstich.

Bd. 3. **Gindely, A.,** Geschichte des 30jährigen Krieges in drei Abteilungen. II. 1622 bis 1632: Der niedersächsische, dänische und schwedische Krieg bis zum Tode Gustav Adolfs. 292 Seiten. Mit 10 Doppelvollbildern und 4 Porträts in Holzstich.

Bd. 4. **Taschenberg, Prof. Dr. E.,** Die Insekten nach ihrem Nutzen und Schaden. 304 Seiten. Mit 70 Abbildungen.

Bd. 5. **Gindely, A.,** Geschichte des 30jährigen Krieges in drei Abteilungen. III. 1633 bis 1648: Der schwedische und der schwedisch-französische Krieg bis zum westfälischen Frieden. 240 Seiten. Mit 9 Doppelvollbild. u. 3 Porträts in Holzstich.

Bd. 6. **Jung, Dr. Karl Emil,** Der Weltteil Australien. I. Abtlg.: Der Australkontinent und seine Bewohner. 280 Seiten. Mit 14 Vollbildern, 24 in den Text gedruckten Abbildungen und 2 Karten in Holzstich.

Bd. 7. **Taschenberg, Dr. Otto,** Die Verwandlungen der Tiere. 272 Seiten. Mit 88 Abbildungen.

Bd. 8. **Jung, Dr. Karl Emil,** Der Weltteil Australien. II. Abtlg.: I. Die Kolonien des Australkontinents u. Tasmanien. II. Melanesien (I. Teil). 312 Seiten. Mit 19 Vollbildern, 29 in den Text gedruckten Abbildungen und 6 Karten in Holzstich.

Bd. 9. **Klaar, Alfred,** Geschichte des modernen Dramas in Umrissen. 320 Seiten. Mit 9 Porträts in Holzstich.

Bd. 10. **Becker, Dr. Karl Emil,** Die Sonne und die Planeten. 308 S. Mit 68 Abbildungen.

Bd. 11. **Jung, Dr. E.,** Der Weltteil Australien. III. Abtlg.: I. Melanesien (II. T.). II. Polynesien (I. T.). 304 S. M. 27 Vollbildern u. 31 in d. Text gedruckt. Abbildgn.

Bd. 12. **Gerland, Dr. E.,** Licht und Wärme. 320 Seiten. Mit 4 Porträts und 126 Figuren in Holzstich.

Bd. 13. **Jung, Dr. Karl Emil,** Der Weltteil Australien. IV. Abtlg.: I. Polynesien (II. Teil). II. Neuseeland. III. Mikronesien. 276 Seiten. Mit 18 Vollbildern und 35 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 14. **Hartmann, Prof. Dr. R.,** I. Abyssinien und die übrigen Geb. d. Ostküste Afrikas. 312 S. M. 18 Vollbildern u. 63 i. d. Text gedruckt. Abbildgn.

Bd. 15. **Jung, Jul.,** Leben und Sitten der Römer in der Kaiserzeit I. 298 Seiten. Mit 9 Vollbildern und 70 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 16. **Peters, Prof. Dr. C. F. W.,** Die Fixsterne. 176 Seiten. Mit 69 Abbildungen.

Bd. 17. **Jung, Jul.,** Leben und Sitten der Römer in der Kaiserzeit II. 280 Seiten. Mit 10 Vollbildern und 63 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 18. **Schultz, Prof. Dr. A.,** Kunstgeschichte I. 284 Seiten. Mit 38 Vollbildern und 120 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 19. **Willkomm, Dr. Moritz,** Die pyrenäische Halbinsel I. 260 Seiten. Mit 26 Vollbildern und 14 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 20. **Lehmann, Paul,** Die Erde und der Mond. 280 Seiten. Mit 6 Vollbildern und 59 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 21. **Schultz, Prof. Dr. A.,** Kunst und Kunstgeschichte II. 262 Seiten. Mit 44 Vollbildern und 42 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 22. **Ochsenius, C., Chile.** Land und Leute. 268 Seiten. 28 Vollbildern, 59 in den Text gedruckten Abbildungen und 2 Karten in Holzstich.

Bd. 23. **Meyer von Waldeck,** Rußland. Einrichtungen, Sitten und Gebräuche. 282 Seiten. Mit 27 Vollbildern und 51 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 24. **Hartmann, Prof. Dr. R.,** Die Nilländer. 221 Seiten. Mit 10 Vollbildern und 65 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 25. **Wirth, Max,** Das Geld. 224 Seiten. Mit 103 in den Text gedr. Abbildungen.

Bd. 26. **Hopp, E. O.,** Gesch. d. Verein. Staaten v. Nord-Amerika. I. 232 S. Mit 50 in den Text gedr. Abbild. u. Karten.

Bd. 27. **Valentiner,** Kometen und Meteore. 250 Seiten. Mit 62 in den Text gedr. Abbildungen.

Bd. 28. **Waßmuth, Prof. A.,** Die Elektrizität und ihre Anwendung. 196 Seiten. Mit 119 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 29. **Falkenstein, Dr. J.,** Afrikas Westküste. 252 Seiten. Mit 81 in den Text gedr. Abbildungen.

Bd. 30. **Geschichte des Kunstgewerbes. I. Blümner, Prof. Dr. H.,** Das Kunstgewerbe im Altertum. 276 Seiten. Mit 133 in den Text gedr. Abbildungen.

Bd. 31. **Willkomm, Dr. M.,** Die pyrenäische Halbinsel. II. 252 Seiten. Mit 11 Vollbild. und 27 in den Text gedr. Abbildungen.

Bd. 32. **Geschichte des Kunstgewerbes. II. Blümner, Prof. Dr. H.,** Das Kunstgewerbe im Altertum. 242 Seiten. Mit 143 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 33. **Geschichte des Kunstgewerbes. III. Schorn, Dr. Otto von,** Die Textilkunst. 268 Seiten. Mit 132 in den Text gedruckten Abbildungen.

Inhalt der erschienenen Bände:

Bd. 34. **Fritsch, Dr. Gustav,** Südafrika bis zum Zambesi. I. 244 S. Mit 50 in den Text gedr. Abb. u. 1 Karte.

Bd. 35. **Lippert, Jul.,** Allgemeine Kulturgeschichte. I. 252 Seiten. Mit 57 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 36 u. 37. **Sellin, A. W., Das** Kaiserreich Brasilien. 2 Abteilungen. 490 Seiten. Mit 23 Vollbildern, 66 in den Text gedruckten Abbildungen und 5 Karten.

Bd. 38. **Hansen, Dr. Adolf,** Die Ernährung der Pflanzen. 272 Seiten. Mit 74 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 39. **Hopp, E. O.,** Geschichte der Vereinigten Staaten. II. 224 Seiten. Mit 32 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 40. **Geschichte der Malerei** in Einzeldarstellungen. I.: **Wurzbach, Dr. A. v.,** Geschichte der holländischen Malerei. 236 Seiten. Mit 71 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 41. **Taschenberg, Dr. Otto,** Bilder aus dem Tierleben. 236 Seiten. Mit 86 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 42. **Brosien, Dr. Herm.,** Karl der Große. 192 Seiten. Mit 23 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 43. **Willkomm Dr. M.,** Die pyrenäische Halbinsel. III. 268 Seiten. Mit 45 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 44 u. 45. **Graber, Prof. Dr. V.,** Die äußeren mechanischen Werkzeuge der Tiere. In 2 Abteilungen. 464 Seiten. Mit 315 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 46. **Hopp, Ernst Otto,** Geschichte der Vereinigten Staaten von Nordamerika. III. (Schluß). 276 Seiten. Mit 40 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 47. **Lippert, Jul.,** Allgemeine Kulturgeschichte. II. 212 Seiten. Mit 5 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 48. **Lippert, Jul.,** Allgemeine Kulturgeschichte. III. 232 Seiten. Mit mehreren in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd 49. **Meyer von Waldeck,** Rußland. Einrichtungen, Sitten und Gebräuche. II. 236 Seiten. Mit 18 Vollbildern und 31 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 50. **Fournier, Prof. Dr. Aug.,** Napoleon I. Eine Biographie. I. 240 Seiten. Mit einem Porträt.

Bd. 51. **Elsas, Dr. A.,** Der Schall. Eine Darstellung der physikalischen Akustik für musikalisch Gebildete. 216 Seiten. Mit 80 Abbildungen und einem Porträt.

Bd. 52. **Krümmel, Prof. Dr. Otto,** Der Ocean. Eine Einführung in die allgemeine Meereskunde. 250 Seiten. Mit 77 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 53. **Egli, Prof. Dr. J. J.,** Die Schweiz. 218 Seiten. Mit 48 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 54. **Behaghel, Prof. Dr. Otto,** Die deutsche Sprache. 200 Seiten.

Bd. 55 u. 56. **Schasler, Dr. Max,** Ästhetik. Grundzüge der Wissenschaft des Schönen und der Kunst. In 2 Teilen. 522 Seiten.

Bd. 57. **Hartmann, Prof. Dr. R.,** Madagaskar und die Inseln Seychellen, Aldabra, Komoren und Maskarenen. 160 Seiten. Mit 51 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 58. **Löwenberg, Fr.,** Die Entdeckungs- und Forschungsreisen in den beiden Polarzonen. 200 Seiten. Mit 8 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 59. **Detleffsen, Dr. Emil,** Wie bildet die Pflanze Wurzel, Blatt und Blüte. 266 S. Mit 95 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 60. **Blümner, Prof. Dr. H.,** Leben und Sitten der Griechen. I. Abteilung. 204 S. Mit 92 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 61. **Brosien, Dr. Herm.,** Preußische Geschichte. I. Band. 254 Seiten. Mit 86 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 62. **Blümner, Prof. Dr. H.,** Leben und Sitten der Griechen. II. Abteilung. 192 S. Mit 56 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 63. **Blümner, Prof. Dr. H.,** Leben und Sitten der Griechen. III. Abteilung. 196 S. Mit 58 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 64. **Tchihatchef, P. de,** Klein-Asien. 196 Seiten. Mit 17 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 65. **Blümner und Schorn,** Geschichte des Kunstgewerbes. IV. Abtlg. Die Kunsterzeugnisse aus Thon und Glas. 224 Seiten. Mit 128 in den Text gedruckten Abbildungen.

Bd. 66. **Pinner, Prof. A.,** Die Gesetze der Naturerscheinungen. Mit 60 in den Text gedruckten Abbildungen. 238 Seiten.

Bd. 67. **Fournier, Prof. Dr. Aug.,** Napoleon I. Eine Biographie. II. 266 Seiten.

Bd. 68. **Lippert, Julius, deutsche Sittengeschichte.** I. Von der Urzeit bis auf Karl den Großen. 212 Seiten.

Bd. 69. **Lippert, Julius, deutsche Sittengeschichte.** II. Von Karl dem Großen bis ins 15. Jahrhundert. 176 Seiten.

Bd. 70. **Lippert, Julius, deutsche Sittengeschichte.** III. Die Neuzeit. 192 Seiten.

Der Ozean.

Eine Einführung in die allgemeine Meereskunde

von

Dr. Otto Krümmel,
Professor der Geographie an der Universität Kiel.

Mit 77 in den Text gedruckten Abbildungen.

Leipzig: G. Freytag. 1886. Prag: F. Tempsky

GC 15
K72

Alle Rechte vorbehalten!

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Kapitel I. **Die Meeresflächen und ihre Gliederung** 1

Verhältnis von Wasser und Land. — Verteilung der Wasserflächen nach den Hemisphären und geographischen Breiten. — Einteilung der Meeresräume. — Ozeane und Nebenmeere. — Mittelmeere und Randmeere. — Verteilung der Nebenmeere nach den geogr. Breiten. — Einfache und zusammengesetzte Nebenmeere. — Benennung der Meeresräume.

Kapitel II. **Die Meerestiefen** 27

1. Das Meeresniveau 28

Attraktion des Meeres durch das Festland. — Betrag der Deformationen.

2. Die Tiefseelotungen 32

Das Handlot. — Kenntnisse von den Meerestiefen im Altertum, in der neueren Zeit vor Maury. — Einfaches Tieflot. — Tieflot von Brooke, Baillie, Sigsbee. — Indirekte Messungen nach Massey, Thomson, Siemens.

3. Das Bodenrelief der Meeresbecken 52

Erste Tiefenkarten von Buäche. — Große Ebenheit des Meeresbodens. — Abnorme Böschungen, im Atlantischen Ozean, an Korallenküsten. — Boden der Nordsee. — Die 200-Meter-Linie. — Einsturzthäler der Mittelmeere. — Das Bodenrelief der drei großen Ozeane. — Größte Tiefen. — Mittlere Tiefen. — Volum der Meerestecke. — Vergleich mit den Höhen der Kontinente.

4. Die Bodensedimente 75

Kenntnisse der Alten. — Sand- und Steingründe der Ostsee. — Litorale Sedimente der Ozeane. — Tiefseesedimente: Foraminiferenschlamm, Tiefseethone. — Einfluß der submarinen Vulkanausbrüche und der Staubfälle.

Kapitel III. **Das Meerwasser** 92

1. Allgemeine Eigenschaften des Meerwassers 92

Die Salze, der Salzgehalt und das spezifische Gewicht. — Geographische Verteilung des Salzgehaltes. — Aräometer und Schöpfapparate. — Senkrechte Verteilung des Salzgehaltes. — Gasgehalt. Herkunft der Salze des Meerwassers. — Durchsichtigkeit, Farbe desselben.

2. Die Wärmeverteilung 112

Tägliche und jährliche Temperaturschwankungen an der Meeresoberfläche. — Ältere Vorstellungen von der Wärmeschichtung in den Meeren. — Tiefseethermometer von Miller-Casella, Negretti-Zambra. — Abnahme der Temperatur mit der Tiefe. — Die Bodentemperaturen. — Wärmeschichtung in den Mittelmeeren, in der Nordsee und Ostsee, in den Eismeeren.

3. Die Eisverhältnisse 142

Flußeis, Gletschereis oder Eisberge, Feldeis, Packeis. — Die antarktische Eismauer. — Die „Eisjahre".

Kapitel IV. **Die Bewegungen des Meeres** 161

1. Die Meereswellen 161

Entstehung der Wellen. — Messung derselben nach Geschwindigkeit, Länge, Höhe. — Änderung der Wellenform an der Küste. — Roller, Sturzseen, Brandung. — Seebebenwellen. — „Stehende" Wellen und das Marrobbio, die Resaca.

2. Die Gezeiten 185

Ursache der Gezeiten. — Spring- und Taubeflut. — Tägliche und parallaktische Ungleichheit. — Ältere Fluttheorieen bis auf Airy und Börgen. — Hafenzeit. — Flutwechsel und höchste Gezeiten. — Die Gezeitenströme, besonders im Kanal. — Rotatorische Ströme. — Bore und Mascaret. — Das Mittiden der festen Erdrinde.

3. Die Meeresströmungen 206

Methoden der Beobachtung: Stromversetzung, Treibbojen, Stromzeiger. — Indirekter Weg mittelst der Temperaturen, Eisberge, Tangzweige, „Flaschenposten". — Die atlantischen Äquatorialströmungen. — Der Florida- und Golfstrom. — Seine Verzweigungen im hohen Norden. — Das Sargassomeer. — Die Südatlantischen Strömungen. — Die Strömungen des Indischen, Pazifischen, Antarktischen Ozeans. — Ältere Theorieen: Einwirkung der vis inertiae, der Unterschied der Temperatur und des Salzgehaltes. — Die moderne Windtheorie. — Erklärung der Guineaströmung. — Einfluß der Erdrotation. — Kompensationsströme und das kalte Küstenwasser der Westküsten.

Abbildungen.

(Originalabbildungen, zumeist nach Handzeichnungen des Verfassers, tragen das Zeichen *)

Figur

1—5* Flächenverhältnis von Wasser und Land.
6* Verteilung von Wasser und Land nach Fünfgradzonen.
7* Erdkarte in Steinhausers Sternprojektion.
8 Das britische Expeditionsschiff „Challenger". (Wyv. Thomson, the Atlantic vol. I. p. 60)
9* Die sogen. Kontinentalwelle.
10* Karte der Meerestiefen.
11 Marsilli's Profil durch das westliche Mittelmeer. (Marsilli, histoire physique de la mer, Amsterd. 1725, fol. 4.)
12 Querschnitt durch das Becken des Atlantischen Ozeans längs der ersten unterseeischen Telegraphenlinie. (Hann, in der Allgemeinen Erdkunde, S. 181, Fig. 58.)
13* Tieflot. (Sigsbee, Deep-Sea Sounding, p. 50.)
14* Brooke's Tieflot
15* Baillie's Tieflot.
16* Adaptierung der Lotleine für eine Tieflotung.
17 Sigsbee's Lotmaschine. (Photographie in Sigsbee, Deep-Sea Sounding p. 60.)
18 Sigsbee's Tieflot (ibid. tab. 39.)
19* Massey's Loggelot.
20 Sir William Thomsons Patentlotmaschine. (Annalen der Hydrographie 1880, S. 281.)
21* Kurs des Ver. Staaten-Dampfers Tuscarora. Nov. 1874.
22* Nordostrand der Flämischen Kappe.
23* Profil durch den südl. Teil der Faraday-Hügel.
24* Die fünf Bänke (Nordsee).
25 Globigerina bulloides. (W. Thomson, the Atlantic, vol. I, p. 211.)
26 Hastigerina Murrayi. (Ibid. II, p. 194.)
27 Haliomma. (ibid. vol. I, p. 236.)
28 Xiphacantha. (Ibid. I, p. 235.)
29* Verbreitung der Staubfälle im Nordatlant. Ozean.
30* S. M. S. „Gazelle", eine Tieflotung ausführend.
31* Glas-Aräometer.
32* Dr. Meyers Schöpfflasche für kleine Tiefen.
33* Dr. Meyers Schöpfapparat für große Tiefen.
34*, 35* Linien gleicher Wassertemperaturen an der Meeresoberfläche im Februar u. August.
36* Dr. Meyers träges Thermometer.
37 Miller-Casella's Thermometer. (Wild, Thalassa 38.)
38 Negretti-Zambra's Umkehrthermometer (Sigsbee, Deep-Sea Sounding, p. 116.)

Figur
39* Kurve der Temperaturabnahme in 14,5° ſ. Br. und 172,3° w. Länge im Paziſiſchen Ozean.
40* Wärmeſchichtung über dem Thomſon-Rücken.
41* Wärmeſchichtung in den Mittelmeeren.
42* Temperaturen der Nordſee.
43 Eisbildung. (Zweite deutſche Nordpolfahrt, Bd. I, S. 53.)
44 Eisverhältniſſe bei Neufundland (Segelhandb. für den Atlant. Ozean, der deutſchen Seewarte, S. 28.)
45 Eisbildung. (Zweite deutſche Nordpolfahrt, Bd. I, S. 96.)
46 Packeis an der Küſte von Nordweſt-Grönland. (Kane, Artic Explorations.)
47 Neugebildete „Eisberge" im Robeſon-Kanal. (Unſer Wiſſen von der Erde, Bd. I, Allgem. Erdkunde, S. 189.)
48 Antarktiſche Eismauer nach J. C. Roß. (Ibid. S. 188.)
49, 50 Antarktiſche Eisberge. (Wilkes, U. S. Exploring Expedition vol. II, p. 230 f.)
51* Nordpolkarte.
52* Südpolkarte.
53 Lange Dünung. (Kane, Artic Explorations.)
54* Bahnen der Waſſerteilchen in einer Welle.
55 Meſſung der Wellenhöhe nach Wilkes. (U. S. Exploring Expedition, vol. I, p. 135.)
56* Optiſche Täuſchung beim Schätzen von Wellenhöhen.
57* Wellenprofile.
58* Einſtellung der Wellenkämme bei der Annäherung an die Küſte.
59* Schema für die Entſtehung der Brandungswelle.
60 Ein Katamaran in Fernando Noronha. (Thomson, the Atlantic, vol. II, p. 126.)
61 Erdbebenwelle vom 23. Dez. 1854. (Hann, Allgem. Erdkunde.)
62 Stoßwellen des Krakatau-Bebens, beobachtet in Süd-Georgien. (Annalen der Hydrographie 1884.)
63 Stehende Welle nach Weber, Wellenlehre, S. 266.
64 Erklärung der Ebbe und Flut. (Hann, Allgem. Erdkunde.)
65 Die hauptſächlichſten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten. (Ibid.)
66 Erklärung der täglichen Ungleichheit. (Ibid.)
67 Darſtellung des Verlaufs der Hafenzeiten. (Gezeitentafeln, herausgegeb. von der Kaiſerl. Admiralität.)
68* Kreislauf der Waſſerteilchen in der Flutwelle.
69* Schema eines Doppeltrichters.
70* Schema der „rotatoriſchen" Strömungen.
71* Überſicht der Meeresſtrömungen.
72 Stromboje. (Thomson, the Atlantic, vol. I, p. 363.)
73 Sigsbee's Stromboje. (Deep Sea Sounding plate 5.)
74 Aimé's Stromzeiger. (Ztſchr. f. Allgem. Erdkunde 1854, III, Taf. 3.)
75 Strömungen in der Äquatorial-Region (Segelhandbuch für den Atlantiſchen Ozean.)
76 Franklins Karte vom Golfſtrom. (Kohl, Geſchichte des Golfſtroms.)
77 Meeresſtrömungen der Falklandſee. (Annalen der Hydrographie, 1883.)

Kapitel I.

Die Meeresflächen und ihre Gliederung.

Die Wasserdecke der Erde, die wir das Meer nennen, ist ein einheitliches Ganzes: es giebt nur ein Weltmeer, das die Kontinente wie die Inseln umflutend rings die Erdoberfläche zusammenhängend umgiebt. Wasserbecken, die durch Festlandteile vom Weltmeer losgelöst sind, gelten nicht als Zubehör des Meeres, auch wenn sie salziges Wasser enthalten, oder einst in vergangenen Epochen der Erdgeschichte wirklich Teile des Ozeans gewesen sein sollten. Diese Kategorie von Wasseransammlungen unterscheidet der geographische Sprachgebrauch als Landseen oder Binnenseen. Man macht also ihnen gegenüber dieselbe Unterscheidung, wie sie zwischen „Kontinenten" und „Inseln" üblich ist.

Wollen wir die Flächenanteile, welche Land und Meer von der gesamten Erdoberfläche einnehmen, ermitteln, so haben wir demnach die Areale der Binnenseen den Kontinenten zuzurechnen, wie wir diesen ja auch alle von den Flußläufen eingenommenen Räume zuzählen.

Nehmen wir als Wert für die ganze Erdoberfläche nach Bessel 510 Millionen qkm an, so entfallen davon nach den neuesten Berechnungen von Behm und Wagner 136 Millionen qkm auf die Festlandflächen. Gewöhnlich rechnet man den Rest von 374 Mill. qkm kurzweg als Meer, indem man die noch unerforschten Polarräume als völlig inselfos annimmt. Das ist der Weg, auf welchem man zu einem Flächenverhältnis

des Landes zum Meer wie 1 zu 2,76 ($2^3/_4$) oder 27 Proz. zu 73 Proz. oder angenähert wie 3 zu 8 gelangt, welches sich in allen neueren Handbüchern wiedergegeben findet.

Logischer dürfte es sein, auch für die noch unserer Kenntnis verhüllten Räume eine gleiche Verteilung von Land und Meer zu vermuten, als sie auf der gegenwärtig bereits erforschten Erdoberfläche sich ergiebt. Nun sind in den Nordpolarregionen rund 6 Millionen, um den Südpol etwa 17 Millionen qkm als unerforscht zu betrachten, so daß wir demzufolge nur auf einem Gesamtareal von 487 Mill. qkm die Verteilung von Land und Meer wirklich kennen. Von diesem sind nun, wie oben angeführt, 136 Mill. als Land, folglich der Rest mit 351 Mill. qkm als Meer zu rechnen. Unter diesen Voraussetzungen verhält sich somit die Land- zur Meeresfläche wie 1 zu 2,58 oder wie 28 Proz. zu 72 Proz. Nehmen wir weiter an, was ja wohl zulässig ist, daß auf den uns noch unbekannten Erdräumen die Verteilung von Land und Wasser die gleiche ist wie im Mittel auf der übrigen Erdoberfläche, so würden wir 72 Proz. von den uns noch unbekannten 23 Mill. qkm, also 17 Mill., dem Meeresareal, dagegen 6 Mill. dem Landareal zuzufügen haben. Danach erhalten wir als

gesamte Meeresfläche 368 Mill. qkm,
gesamte Landfläche 142 „ „ .

Diese Zahlen werden als die wahrscheinlichen Werte für die Verteilung des Flüssigen und Trocknen auf der Erdoberfläche allen im Folgenden vorkommenden Rechnungen zu grunde zu legen sein.

Die Oberfläche des Erdballs ist folglich eine überwiegend ozeanische.

Obwohl nun das Weltmeer ein zusammenhängendes Ganzes ist, so erscheint es doch gegliedert durch die ihm in unregelmäßiger Weise eingelagerten Festlandflächen. Nehmen wir einen Globus zur Hand und neigen seine Axe so, daß wir die Straße von Dover genau in der Mitte des Erdbildes sehen, so über-

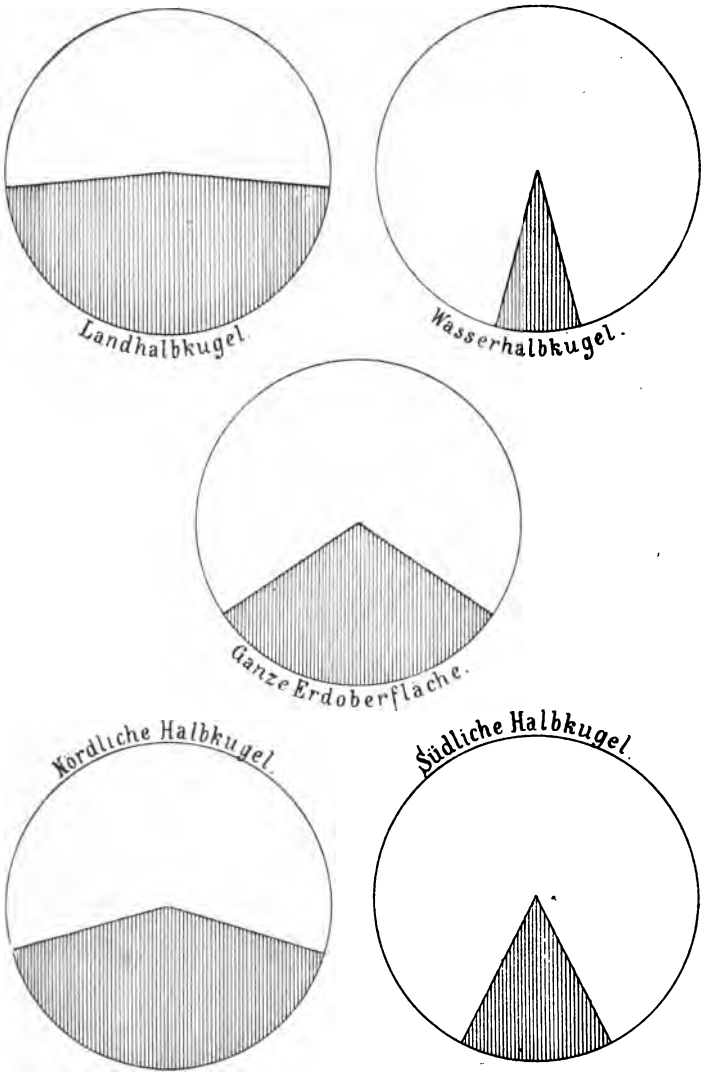
schauen wir gleichzeitig mit einem Blick den größten Teil alles irdischen Festlandes, nämlich ganz Europa, ganz Asien, ganz Afrika, sowie ganz Nordamerika und das nördliche Südamerika; außerhalb des Gesichtsfeldes fallen die südlichen Teile Südamerikas, der ostindische Archipel von Sumatra und den Philippinen an, ferner das ganze Festland von Australien samt den ihm benachbarten Inseln.

Stellen wir dagegen den Globus so ein, daß wir Neuseeland in der Mitte sehen, so haben wir fast nur ozeanische Flächen vor uns. Die Festländer sind also sehr unregelmäßig in das Meer eingelagert, sonst könnten wir nicht auf solche Weise eine Landhalbkugel und eine Wasserhalbkugel unterscheiden, oder mit Karl Ritters Worten, von einer eigentlich maritimen und einer tellurischen Seite der Erde reden. Aber letzteres darf nur unter gewissen Einschränkungen gelten.

Berechnet man nämlich die Areale des Landes und des Meeres auf jeder dieser Halbkugeln, so ergiebt sich folgendes. Auf der sog. Landhemisphäre überwiegt nun keineswegs etwa das Land, ja beide Flächengrößen sind nicht einmal gleich, es stehen nur 120½ Millionen qkm Land 134½ Millionen qkm Meer gegenüber, was einem Verhältnis von 1 zu 1,116 oder wie 47 Proz. zu 53 Proz. entspricht. Also auch hier übertrifft das Meer an Areal das Land doch immerhin um einen Betrag von 14 Millionen qkm, eine Flächengröße, die gar nicht undeutend ist; hat doch ganz Südamerika nur 17¾ Millionen qkm Fläche. Es giebt also auch eine sog. Landhalbkugel in einem Sinne von überwiegender Landausdehnung nicht.

Auf der Wasserhalbkugel dagegen wirkt das Meer mit seinen 233½ Millionen qkm geradezu erdrückend auf das winzige Landareal von nur 21½ Millionen, so daß hier also fast elfmal mehr Wasser vorhanden ist als Land, oder beide Flächengrößen sich verhalten wie 8½ Proz. zu 91½ Proz. — Die Unterscheidung einer „Wasserhalbkugel“ erscheint demnach im vollsten Maße als begründet.

Fig. 1—5.



Flächenverhältnis von Wasser und Land. (Die Landflächen sind schraffiert.)

Fügen wir auch gleich hinzu, daß dementsprechend die Nordhemisphäre sehr viel mehr Land enthalten wird, wie die südlich vom Äquator gelegene Erdhälfte. Während auf der letzteren 38 Mill. qkm Landflächen liegen, besitzt die andere Erdhälfte 104 Mill. qkm, also $2^5/_7$ mal so viel. Auf der Südhalbkugel verhält sich also Land zu Meer wie 15 Proz. zu 85 Proz., dagegen auf der nördlichen wie 41 Proz. zu 59 Proz., d. h. hier ganz nahe wie 2 zu 3. Während so, wenn wir die Halbkugeln vergleichen, das Wasser stets als das herrschende Flächenelement auftritt, so lassen sich doch, sobald wir auf schmaleren Zonen die Verteilung von Land und Wasser untersuchen, auch Breiten nachweisen, in denen das Land dominiert. Dove hat im Jahre 1862 für jeden fünften Parallel die Anteile gemessen, die auf Wasser und Land entfallen, und gefunden, daß auf der nördlichen Hemisphäre zwischen 72° und 45° n. Br. das Land mehr als die halbe Zonenfläche beansprucht und genau unter dem nördlichen Polarkreise sogar mit 77,4 Proz. des Umfanges das Maximum seiner relativen Verbreitung erlangt. Beistehende graphische Darstellung,*) die nach den Dove'schen Zahlen entworfen ist, zeigt diese merkwürdige Anordnung und zugleich, wie das umgekehrte oder normale Verhältnis, nämlich das Dominieren des Wassers, kontinuierlich einen höheren Grad erreicht, je mehr wir der Südhemisphäre uns nähern. Zwischen 15° n. Br. und 35° s. Br. bleibt das relative Verhältnis von Wasser und Land nahezu unverändert das gleiche (25,5 bis 25

*) Auf dem Bilde sind die Abstände der einzelnen Parallelen so gewählt, daß die zwischenliegenden Streifen sich ihrem Areal nach untereinander genau so verhalten, wie die entsprechenden Zonen auf der Erdoberfläche. Die ausgezogene auf dem Äquator senkrechte Linie NS halbiert alle Zonen; die punktierte Kurve läßt links von sich 28 Proz. jeder Zonenfläche, gestattet also einen Vergleich der mittleren Verbreitung des Landes mit der thatsächlichen, für die Fünfgradzonen aus Doves Messungen sich ergebenden. Die Landräume polwärts von 75° n. Br. und 65° s. Br. sind, als hypothetische, nur gestrichelt schraffiert. Bemerkt sei schließlich noch, daß Dove die größeren Binnenseen (Kaspisches Meer) den Meeresflächen zugezählt hat.

GC 15
K72

Alle Rechte vorbehalten!

Inhaltsverzeichnis.

Seite

Kapitel I. **Die Meeresflächen und ihre Gliederung** 1

Verhältnis von Wasser und Land. — Verteilung der Wasserflächen nach den Hemisphären und geographischen Breiten. — Einteilung der Meeresräume. — Ozeane und Nebenmeere. — Mittelmeere und Randmeere. — Verteilung der Nebenmeere nach den geogr. Breiten. — Einfache und zusammengesetzte Nebenmeere. — Benennung der Meeresräume.

Kapitel II. **Die Meerestiefen** 27

1. Das Meeresniveau 28

Attraktion des Meeres durch das Festland. — Betrag der Deformationen.

2. Die Tiefseelotungen 32

Das Handlot. — Kenntnisse von den Meerestiefen im Altertum, in der neueren Zeit vor Maury. — Einfaches Tieflot. — Tieflot von Brooke, Baillie, Sigsbee. — Indirekte Messungen nach Massey, Thomson, Siemens.

3. Das Bodenrelief der Meeresbecken 52

Erste Tiefenkarten von Buache. — Große Ebenheit des Meeresbodens. — Abnorme Böschungen, im Atlantischen Ozean, an Korallenküsten. — Boden der Nordsee. — Die 200-Meter-Linie. — Einsturzthäler der Mittelmeere. — Das Bodenrelief der drei großen Ozeane. — Größte Tiefen. — Mittlere Tiefen. — Volum der Meerestiefe. — Vergleich mit den Höhen der Kontinente.

4. Die Bodensedimente 75

Kenntnisse der Alten. — Sand- und Steingründe der Ostsee. — Litorale Sedimente der Ozeane. — Tiefseesedimente: Foraminiferenschlamm, Tiefseethone. — Einfluß der submarinen Vulkanausbrüche und der Staubfälle.

Kapitel III. **Das Meerwasser** 92

1. Allgemeine Eigenschaften des Meerwassers 92

Die Salze, der Salzgehalt und das spezifische Gewicht. — Geographische Verteilung des Salzgehaltes. — Aräometer und Schöpfapparate. — Senkrechte Verteilung des Salzgehaltes. — Gasgehalt. Herkunft der Salze des Meerwassers. — Durchsichtigkeit, Farbe desselben.

2. Die Wärmeverteilung 112

Tägliche und jährliche Temperaturschwankungen an der Meeresoberfläche. — Ältere Vorstellungen von der Wärmeschichtung in den Meeren. — Tiefseethermometer von Miller-Casella, Negretti-Zambra. — Abnahme der Temperatur mit der Tiefe. — Die Bodentemperaturen. — Wärmeschichtung in den Mittelmeeren, in der Nordsee und Ostsee, in den Eismeeren.

3. Die Eisverhältnisse 142

Flußeis, Gletschereis oder Eisberge, Feldeis, Packeis. — Die antarktische Eismauer. — Die „Eisjahre".

Kapitel IV. **Die Bewegungen des Meeres** 161

1. Die Meereswellen 161

Entstehung der Wellen. — Messung derselben nach Geschwindigkeit, Länge, Höhe. — Änderung der Wellenform an der Küste. — Roller, Sturzseen, Brandung. — Seebebenwellen. — „Stehende" Wellen und das Marrobbio, die Resaca.

2. Die Gezeiten 185

Ursache der Gezeiten. — Spring- und Taubeflut. — Tägliche und parallaktische Ungleichheit. — Ältere Fluttheorieen bis auf Airy und Börgen. — Hafenzeit. — Flutwechsel und höchste Gezeiten. — Die Gezeitenströme, besonders im Kanal. — Rotatorische Ströme. — Bore und Mascaret. — Das Mittiden der festen Erdrinde.

3. Die Meeresströmungen 206

Methoden der Beobachtung: Stromversetzung, Treibbojen, Stromzeiger. — Indirekter Weg mittelst der Temperaturen, Eisberge, Tangzweige, „Flaschenposten". — Die atlantischen Äquatorialströmungen. — Der Florida- und Golfstrom. — Seine Verzweigungen im hohen Norden. — Das Sargassomeer. — Die Südatlantischen Strömungen. — Die Strömungen des Indischen, Pazifischen, Antarktischen Ozeans. — Ältere Theorieen: Einwirkung der vis inertiae, der Unterschied der Temperatur und des Salzgehaltes. — Die moderne Windtheorie. — Erklärung der Guineaströmung. — Einfluß der Erdrotation. — Kompensationsströme und das kalte Küstenwasser der Westküsten.

Abbildungen.

(Originalabbildungen, zumeist nach Handzeichnungen des Verfassers, tragen das Zeichen *)

Figur

1—5* Flächenverhältnis von Wasser und Land.
6* Verteilung von Wasser und Land nach Fünfgradzonen.
7* Erdkarte in Steinhausers Sternprojektion.
8 Das britische Expeditionsschiff „Challenger". (Wyv. Thomson, the Atlantic vol. I. p.60)
9* Die sogen. Kontinentalwelle.
10* Karte der Meerestiefen.
11 Marsilli's Profil durch das westliche Mittelmeer. (Marsilli, histoire physique de la mer, Amsterd. 1725, fol. 4.)
12 Querschnitt durch das Becken des Atlantischen Ozeans längs der ersten unterseeischen Telegraphenlinie. (Hann, in der Allgemeinen Erdkunde, S. 181, Fig. 58.)
13* Tieflot. (Sigsbee, Deep-Sea Sounding, p. 50.)
14* Brooke's Tieflot
15* Baillie's Tieflot.
16* Adaptierung der Lotleine für eine Tieflotung.
17 Sigsbee's Lotmaschine. (Photographie in Sigsbee, Deep-Sea Sounding p. 60.)
18 Sigsbee's Tieflot (ibid. tab. 39.)
19* Massey's Loggelot.
20 Sir William Thomsons Patentlotmaschine. (Annalen der Hydrographie 1880, S. 281.)
21* Kurs des Ver. Staaten-Dampfers Tuscarora. Nov. 1874.
22* Nordostrand der Flämischen Kappe.
23* Profil durch den südl. Teil der Faraday-Hügel.
24* Die fünf Bänke (Nordsee).
25 Globigerina bulloides. (W. Thomson, the Atlantic, vol. I, p. 211.)
26 Hastigerina Murrayi. (Ibid. II, p. 194.)
27 Haliomma. (ibid. vol. I, p. 236.)
28 Xiphacantha. (Ibid. I, p. 235.)
29* Verbreitung der Staubfälle im Nordatlant. Ozean.
30* S. M. S. „Gazelle", eine Tieflotung ausführend.
31* Glas-Aräometer.
32* Dr. Meyers Schöpfflasche für kleine Tiefen.
33* Dr. Meyers Schöpfapparat für große Tiefen.
34*, 35* Linien gleicher Wassertemperaturen an der Meeresoberfläche im Februar u. August.
36* Dr. Meyers träges Thermometer.
37 Miller-Casella's Thermometer. (Wild, Thalassa 38.)
38 Negretti-Zambra's Umkehrthermometer (Sigsbee, Deep-Sea Sounding, p. 116.)

Figur
39* Kurve der Temperaturabnahme in 14,5° s. Br. und 172,3° w. Länge im Pazifischen Ozean.
40* Wärmeschichtung über dem Thomson-Rücken.
41* Wärmeschichtung in den Mittelmeeren.
42* Temperaturen der Nordsee.
43 Eisbildung. (Zweite deutsche Nordpolfahrt, Bd. I, S. 53.)
44 Eisverhältnisse bei Neufundland (Segelhandb. für den Atlant. Ozean, der deutschen Seewarte, S. 28.)
45 Eisbildung. (Zweite deutsche Nordpolfahrt, Bd. I, S. 96.)
46 Packeis an der Küste von Nordwest-Grönland. (Kane, Artic Explorations.)
47 Neugebildete „Eisberge" im Robeson-Kanal. (Unser Wissen von der Erde, Bd. I, Allgem. Erdkunde, S. 189.)
48 Antarktische Eismauer nach J. C. Roß. (Ibid. S. 188.)
49, 50 Antarktische Eisberge. (Wilkes, U. S. Exploring Expedition vol. II, p. 230 f.)
51* Nordpolkarte.
52* Südpolkarte.
53 Lange Dünung. (Kane, Artic Explorations.)
54* Bahnen der Wasserteilchen in einer Welle.
55 Messung der Wellenhöhe nach Wilkes. (U. S. Exploring Expedition, vol. I, p. 135.)
56* Optische Täuschung beim Schätzen von Wellenhöhen.
57* Wellenprofile.
58* Einstellung der Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste.
59* Schema für die Entstehung der Brandungswelle.
60 Ein Katamaran in Fernando Noronha. (Thomson, the Atlantic, vol. II, p. 126.)
61 Erdbebenwelle vom 23. Dez. 1854. (Hann, Allgem. Erdkunde.)
62 Stoßwellen des Krakatau-Bebens, beobachtet in Süd-Georgien. (Annalen der Hydrographie 1884.)
63 Stehende Welle nach Weber, Wellenlehre, S. 266.
64 Erklärung der Ebbe und Flut. (Hann, Allgem. Erdkunde.)
65 Die hauptsächlichsten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten. (Ibid.)
66 Erklärung der täglichen Ungleichheit. (Ibid.)
67 Darstellung des Verlaufs der Hafenzeiten. (Gezeitentafeln, herausgegeb. von der Kaiserl. Admiralität.)
68* Kreislauf der Wasserteilchen in der Flutwelle.
69* Schema eines Doppeltrichters.
70* Schema der „rotatorischen" Strömungen.
71* Übersicht der Meeresströmungen.
72 Stromboje. (Thomson, the Atlantic, vol. I, p. 363.)
73 Sigsbee's Stromboje. (Deep Sea Sounding plate 5.)
74 Aims's Stromzeiger. (Ztschr. f. Allgem. Erdkunde 1854, III, Taf. 3.)
75 Strömungen in der Äquatorial-Region (Segelhandbuch für den Atlantischen Ozean.)
76 Franklins Karte vom Golfstrom. (Kohl, Geschichte des Golfstroms.)
77 Meeresströmungen der Falklandsee. (Annalen der Hydrographie, 1883.)

UNIVERSITY

Kapitel I.

Die Meeresflächen und ihre Gliederung.

Die Wasserdecke der Erde, die wir das Meer nennen, ist ein einheitliches Ganzes: es giebt nur ein Weltmeer, das die Kontinente wie die Inseln umflutend rings die Erdoberfläche zusammenhängend umgiebt. Wasserbecken, die durch Festlandteile vom Weltmeer losgelöst sind, gelten nicht als Zubehör des Meeres, auch wenn sie salziges Wasser enthalten, oder einst in vergangenen Epochen der Erdgeschichte wirklich Teile des Ozeans gewesen sein sollten. Diese Kategorie von Wasseransammlungen unterscheidet der geographische Sprachgebrauch als Landseen oder Binnenseen. Man macht also ihnen gegenüber dieselbe Unterscheidung, wie sie zwischen „Kontinenten" und „Inseln" üblich ist.

Wollen wir die Flächenanteile, welche Land und Meer von der gesamten Erdoberfläche einnehmen, ermitteln, so haben wir demnach die Areale der Binnenseen den Kontinenten zuzurechnen, wie wir diesen ja auch alle von den Flußläufen eingenommenen Räume zuzählen.

Nehmen wir als Wert für die ganze Erdoberfläche nach Bessel 510 Millionen qkm an, so entfallen davon nach den neuesten Berechnungen von Behm und Wagner 136 Millionen qkm auf die Festlandflächen. Gewöhnlich rechnet man den Rest von 374 Mill. qkm kurzweg als Meer, indem man die noch unerforschten Polarräume als völlig inselfos annimmt. Das ist der Weg, auf welchem man zu einem Flächenverhältnis

des Landes zum Meer wie 1 zu 2,76 ($2^3/_4$) oder 27 Proz. zu 73 Proz. oder angenähert wie 3 zu 8 gelangt, welches sich in allen neueren Handbüchern wiedergegeben findet.

Logischer dürfte es sein, auch für die noch unserer Kenntnis verhüllten Räume eine gleiche Verteilung von Land und Meer zu vermuten, als sie auf der gegenwärtig bereits erforschten Erdoberfläche sich ergiebt. Nun sind in den Nordpolarregionen rund 6 Millionen, um den Südpol etwa 17 Millionen qkm als unerforscht zu betrachten, so daß wir demzufolge nur auf einem Gesamtareal von 487 Mill. qkm die Verteilung von Land und Meer wirklich kennen. Von diesem sind nun, wie oben angeführt, 136 Mill. als Land, folglich der Rest mit 351 Mill. qkm als Meer zu rechnen. Unter diesen Voraussetzungen verhält sich somit die Land- zur Meeresfläche wie 1 zu 2,58 oder wie 28 Proz. zu 72 Proz. Nehmen wir weiter an, was ja wohl zulässig ist, daß auf den uns noch unbekannten Erdräumen die Verteilung von Land und Wasser die gleiche ist wie im Mittel auf der übrigen Erdoberfläche, so würden wir 72 Proz. von den uns noch unbekannten 23 Mill. qkm, also 17 Mill., dem Meeresareal, dagegen 6 Mill. dem Landareal zuzufügen haben. Danach erhalten wir als

gesamte Meeresfläche 368 Mill. qkm,
gesamte Landfläche 142 „ „ .

Diese Zahlen werden als die wahrscheinlichen Werte für die Verteilung des Flüssigen und Trocknen auf der Erdoberfläche allen im Folgenden vorkommenden Rechnungen zu grunde zu legen sein.

Die Oberfläche des Erdballs ist folglich eine überwiegend ozeanische.

Obwohl nun das Weltmeer ein zusammenhängendes Ganzes ist, so erscheint es doch gegliedert durch die ihm in unregelmäßiger Weise eingelagerten Festlandflächen. Nehmen wir einen Globus zur Hand und neigen seine Axe so, daß wir die Straße von Dover genau in der Mitte des Erdbildes sehen, so über-

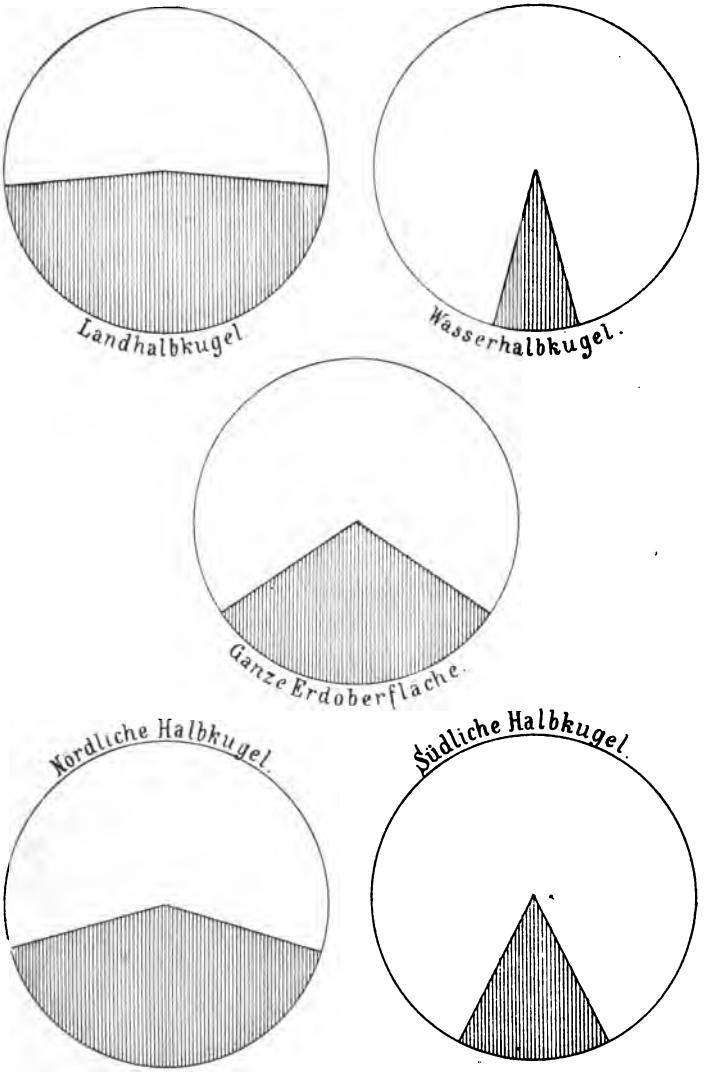
schauen wir gleichzeitig mit einem Blick den größten Teil alles irdischen Festlandes, nämlich ganz Europa, ganz Asien, ganz Afrika, sowie ganz Nordamerika und das nördliche Südamerika; außerhalb des Gesichtsfeldes fallen die südlichen Teile Südamerikas, der ostindische Archipel von Sumatra und den Philippinen an, ferner das ganze Festland von Australien samt den ihm benachbarten Inseln.

Stellen wir dagegen den Globus so ein, daß wir Neuseeland in der Mitte sehen, so haben wir fast nur ozeanische Flächen vor uns. Die Festländer sind also sehr unregelmäßig in das Meer eingelagert, sonst könnten wir nicht auf solche Weise eine Landhalbkugel und eine Wasserhalbkugel unterscheiden, oder mit Karl Ritters Worten, von einer eigentlich maritimen und einer tellurischen Seite der Erde reden. Aber letzteres darf nur unter gewissen Einschränkungen gelten.

Berechnet man nämlich die Areale des Landes und des Meeres auf jeder dieser Halbkugeln, so ergiebt sich folgendes. Auf der sog. Landhemisphäre überwiegt nun keineswegs etwa das Land, ja beide Flächengrößen sind nicht einmal gleich, es stehen nur $120^1/_2$ Millionen qkm Land $134^1/_2$ Millionen qkm Meer gegenüber, was einem Verhältnis von 1 zu 1,116 oder wie 47 Proz. zu 53 Proz. entspricht. Also auch hier übertrifft das Meer an Areal das Land doch immerhin um einen Betrag von 14 Millionen qkm, eine Flächengröße, die gar nicht undeutend ist; hat doch ganz Südamerika nur $17^3/_4$ Millionen qkm Fläche. Es giebt also auch eine sog. Landhalbkugel in einem Sinne von überwiegender Landausdehnung nicht.

Auf der Wasserhalbkugel dagegen wirkt das Meer mit seinen $233^1/_2$ Millionen qkm geradezu erdrückend auf das winzige Landareal von nur $21^1/_2$ Millionen, so daß hier also fast elfmal mehr Wasser vorhanden ist als Land, oder beide Flächengrößen sich verhalten wie $8^1/_2$ Proz. zu $91^1/_2$ Proz. — Die Unterscheidung einer „Wasserhalbkugel“ erscheint demnach im vollsten Maße als begründet.

Fig. 1—5.



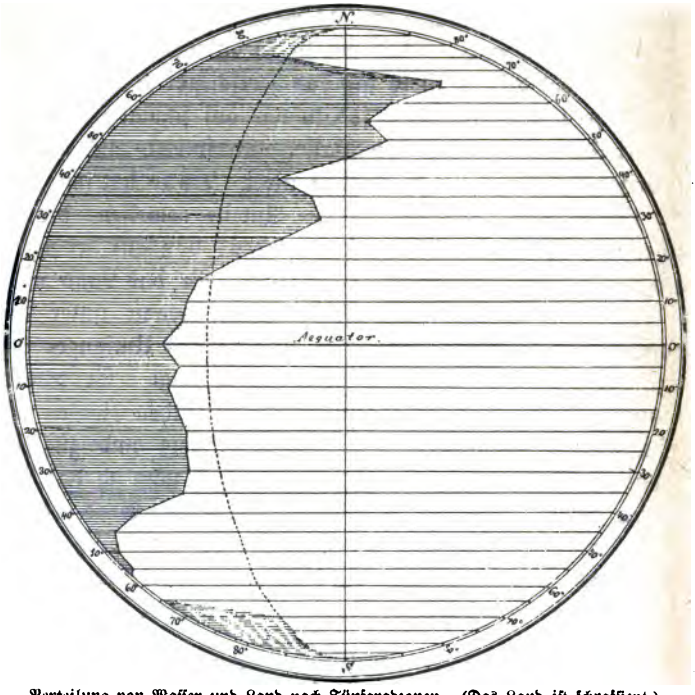
Flächenverhältnis von Wasser und Land. (Die Landflächen sind schraffiert.)

Fügen wir auch gleich hinzu, daß dementsprechend die Nordhemisphäre sehr viel mehr Land enthalten wird, wie die südlich vom Äquator gelegene Erdhälfte. Während auf der letzteren 38 Mill. qkm Landflächen liegen, besitzt die andere Erdhälfte 104 Mill. qkm, also $2^5/_7$ mal so viel. Auf der Südhalbkugel verhält sich also Land zu Meer wie 15 Proz. zu 85 Proz., dagegen auf der nördlichen wie 41 Proz. zu 59 Proz., d. h. hier ganz nahe wie 2 zu 3. Während so, wenn wir die Halbkugeln vergleichen, das Wasser stets als das herrschende Flächenelement auftritt, so lassen sich doch, sobald wir auf schmaleren Zonen die Verteilung von Land und Wasser untersuchen, auch Breiten nachweisen, in denen das Land dominiert. Dove hat im Jahre 1862 für jeden fünften Parallel die Anteile gemessen, die auf Wasser und Land entfallen, und gefunden, daß auf der nördlichen Hemisphäre zwischen 72° und 45° n. Br. das Land mehr als die halbe Zonenfläche beansprucht und genau unter dem nördlichen Polarkreise sogar mit 77,4 Proz. des Umfanges das Maximum seiner relativen Verbreitung erlangt. Beistehende graphische Darstellung,*) die nach den Dove'schen Zahlen entworfen ist, zeigt diese merkwürdige Anordnung und zugleich, wie das umgekehrte oder normale Verhältnis, nämlich das Dominieren des Wassers, kontinuierlich einen höheren Grad erreicht, je mehr wir der Südhemisphäre uns nähern. Zwischen 15° n. Br. und 35° s. Br. bleibt das relative Verhältnis von Wasser und Land nahezu unverändert das gleiche (25,5 bis 25

*) Auf dem Bilde sind die Abstände der einzelnen Parallelen so gewählt, daß die zwischenliegenden Streifen sich ihrem Areal nach untereinander genau so verhalten, wie die entsprechenden Zonen auf der Erdoberfläche. Die ausgezogene auf dem Äquator senkrechte Linie NS halbiert alle Zonen; die punktierte Kurve läßt links von sich 28 Proz. jeder Zonenfläche, gestattet also einen Vergleich der mittleren Verbreitung des Landes mit der thatsächlichen, für die Fünfgradzonen aus Doves Messungen sich ergebenden. Die Landräume polwärts von 75° n. Br. und 65° s. Br. sind, als hypothetische, nur gestrichelt schraffiert. Bemerkt sei schließlich noch, daß Dove die größeren Binnenseen (Kaspisches Meer) den Meeresflächen zugezählt hat.

Proz.), erst von 35° s. Br. ab schnell zu Gunsten des Wassers sich ändernd. Man erkennt auf dieser schematischen Darstellung deutlich die in der Nähe des Nordpolarkreises erfolgende Annäherung des asiatischen und nordamerikanischen Festlandes in der Gegend der Beringstraße, die Anlagerung Grönlands an Nord-

Fig. 6.

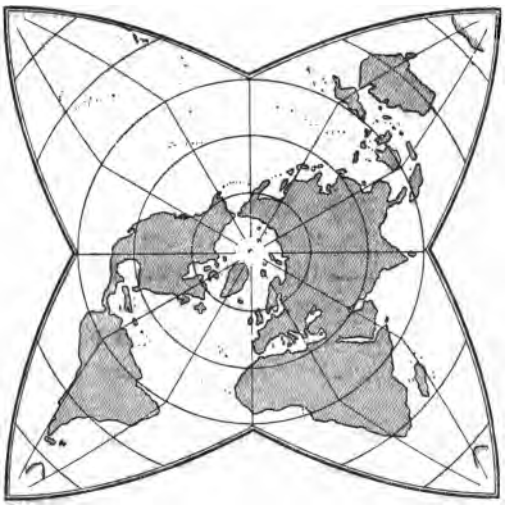


Verteilung von Wasser und Land nach Fünfgradzonen. (Das Land ist schraffiert.)

amerika, vielleicht auch die Einschaltung einer so großen Insel wie Island in das Nordmeer. Andererseits bewirkt die Thatsache, daß das asiatische Festland in breiter nördlicher Front zwischen 65° und 72° n. Br. abbricht, ein schnelles Abfallen der Kurve auf unserem Bilde. Sieht man aufmerksamer zu, so wird man wohl auch in 55° n. Br. den Effekt solcher

Binnenmeere wie der Hudsonsbai, der Nordsee und der Ostsee, und in 40° n. Br. des Mittelmeers wiedererkennen; nicht minder deutlich wird aber auch der Umstand, daß sowohl Australien wie Afrika in der Nähe des 35. Grades s. Br. ein Ende haben, fühlbar, wie denn auch fernerhin was sich an Festland noch südwärts 35° s. Br. findet, auf unserer graphischen Darstellung

Fig. 7.



Erdkarte in Steinhauser's Sternprojektion.

die äußeren Formen der Südspitze Südamerikas wiederholt. Wir werden im weiteren Verlaufe unserer Darlegungen noch mehrfach auf dieses schematische Erdbild zurückzukommen haben.

Greifen wir nunmehr wieder zu unserem Globus, indem wir ihn so stellen, daß wir gerade auf den Nordpol der Erde sehen, so tritt uns auch hier die Konvergenz der Festlandteile in der Nähe des Nordpolargebietes entgegen. Südwärts aber weichen die Landflächen in drei großen Partieen mehr und mehr auseinander, sich dabei verschmälernd, halbinselartig zuspitzend

oder ganz in Inseln auflösend. Auf einer Karte in sogen. Sternprojektion, wie die beigegebene, kann man diese Verhältnisse mit einem Blick überschauen. Da ist es nun weiter bedeutsam, daß der amerikanische Kontinent sich in Sförmiger Krümmung in der Nähe des Äquators dem afrikanischen Gebiet so annähert, daß auf der nördlichen Hemisphäre die Wasserfläche ganz ungleichmäßig geteilt wird: dem schmalen sich wie ein Binnenmeer zwischen das Land hineinschmiegenden Nordatlantischen Ozean steht in doppelter Breite der Nordpazifische gegenüber. Andererseits zeigt diese Erdansicht, wie der australische Inselkontinent sich am weitesten aus der geselligen Nähe der übrigen Festländer entfernt.

In dieser wunderbaren Anordnung ist aber zugleich auch die Einteilung des irdischen Weltmeeres angedeutet. Durch die auseinander strahlenden Landbänder des amerikanischen, des afrikanischen und des asiatisch-australischen Kontinentes werden drei große Wasserbecken voneinander geschieden, das Atlantische, Indische und Pazifische. Diese drei geben uns diejenigen Meeresräume, welche allein würdig sind, den Namen von Ozeanen zu tragen.

Wir bemerken indes, daß diese Trennung der drei Ozeane nur auf der Nordhemisphäre, auf der südlichen aber nur bis 35° südl. Breite deutlich vorhanden ist: was jenseits des letzteren Parallels dem Pol zu liegt, ist eine in sich ringförmig geschlossene Wassermasse, die wahrscheinlich erst innerhalb der nur sehr unvollkommen aufgeschlossenen Südpolarräume wieder durch Landmassen unterbrochen ist. Wir haben also einen südhemisphärischen Wasserring vor uns, der die ganze Erde umgiebt und es möglich erscheinen läßt, in 55° bis 60° südl. Breite die ganze Erde zu umschiffen, ohne daß ein Stück Land, nicht einmal eine Insel, dabei zu berühren wäre: also der volle Gegensatz gegen die gleichen nördlichen Breiten.

Wir haben schon oben darauf hingewiesen, daß sowohl der asiatische wie der amerikanische Kontinent ihre polaren Grenzen

in der Nähe des 70. Breitengrades finden, da ja der erstere nur spärliche, der andere etwas reichlichere Inselgruppen noch weiter polwärts vorschiebt. Die arktischen Räume der Erde tragen daher keinen kontinentalen Charakter an sich, vielmehr ist quer durch dieselben in der Nähe des Poles eine Meeresverbindung zwischen dem Nordatlantischen Ozean einerseits und dem Nordpazifischen andererseits geschaffen. Bekanntlich unterscheidet man infolgedessen eine sogenannte „nordwestliche Durchfahrt" durch die Baffinsstraße und den Parry-Archipel hin, und auf der andern Seite eine „nordöstliche Durchfahrt" an der Nordküste Sibiriens entlang. Thatsächlich mögen beide Durchfahrten wohl niemals nutzbare Schiffahrtswege abgeben; immerhin aber bleibt unbestreitbar, daß eine Meeresverbindung zwischen Nordatlantischen und Nordpazifischen Gewässern besteht, mag eine solche auch je nach den großen Perioden der Witterung dann und wann einmal offen und schiffbar oder nur submarin unter einer Eisdecke vorhanden sein, genug, daß sie besteht und wenn auch nicht von den Menschen zum maritimen Verkehr, so doch wenigstens von den Tieren der See zu Wanderungen benutzt werden kann.

Die eben hervorgehobenen flüssigen Verbindungen der Meeresräume in den polaren und südlichsten Breiten bewirken eben trotz aller deutlichen Dreigliederung im Großen doch einen einheitlichen Zusammenhang des ganzen Weltmeeres. Wenn nun aber im hohen Süden ringsum eine solche Verbindung besteht, wo sollen wir da die Grenzen legen zwischen den drei Ozeanen?

Vor dem Problem einer möglichst natürlichen Einteilung der irdischen Wasserdecke stehend, folgen wir nicht der Ansicht jenes alten deutschen Geographen Bernhard Varen,*) dem Verfasser einer vor 200 Jahren weltberühmten „Allgemeinen Erd-

*) Varenius wurde geboren zu Ülzen in der Lüneburger Heide. Seine Geographia Generalis erschien 1650, und später in zahllosen Auflagen, deren beste kein Geringerer als Isaak Newton redigiert und kommentiert hat.

kunde", daß dabei nicht viel zu gewinnen sei, denn eine jede solche Einteilung bestehe doch nicht in der Natur, sondern nur in unserer Phantasie! Ist es doch schon für die Zwecke der Statistik und des Unterrichts unvermeidlich, ganz scharf bestimmte Grenzlinien zu suchen und zu wählen.

Handelt es sich darum, unregelmäßig gegliederte Flächen auf der Erdoberfläche in möglichst natürlicher Weise einzuteilen, so wird man sich dabei eben gerade an die Umrisse selbst halten, d. h. man wird den morphologischen Gesichtspunkt in den Vordergrund stellen müssen.

Sollen wir auf einer Erdkarte die Linie bezeichnen, durch welche aus dem Länderkomplex der sogen. „Alten Welt" der Kontinent Afrika abzutrennen ist, so werden wir die Grenze in der Landenge von Suez, heutigen Tages also im Suezkanal selber suchen. Ebenso die Grenze zwischen Nordamerika und Südamerika jedenfalls an der schmalsten Stelle des Isthmus von Darien.

Dieses Prinzip können wir für die Einteilung der Meeresräume im Großen aber nur in wenigen Fällen anwenden; jedoch fast immer da, wo kleinere Meeresgebiete von den großen Ozeanen und untereinander sich natürlich abgliedern lassen. So wird niemand bezweifeln, daß wir die Grenze des Mittelländischen Meeres gegen den Atlantischen Ozean in der Straße von Gibraltar suchen, ebenso das Rote Meer und den Persischen Golf in den engsten Teilen ihrer Eingänge abgrenzen. Ähnlich werden wir in der Beringstraße eine bequeme Naturgrenze zwischen dem nördlichen Eismeer und dem Beringmeer aufsuchen können, indem wir nur eine gerade Linie vom asiatischen Ostkap über die Diomed- und Kruzensterninsel zum Kap des Prinzen von Wales ziehen. Das Beringmeer selbst werden wir im Süden von der großen Wassermasse des Nordpazifischen Ozeans dadurch abgliedern, daß wir mit unserm Stift die engsten Straßen zwischen den äußeren Aleuten-Inseln bezeichnen, schließlich aber von dem westlichsten dieser Eilande, Attu, geraden-

wegs auf die Kupfer- und Beringinsel und von da auf das nächstgelegene Kap Kamtschatka der gleichnamigen Halbinsel zufahren. In gleicher Weise ließe sich das Karibisch-mexikanische Meer gegen den Atlantischen Ozean abgrenzen, oder das zwischen Asien und Australien eingeschaltete Inselmeer, indem man auch hier wiederum von Insel zu Insel die kleinsten Entfernungen aufsucht.

Aber auf der Südhemisphäre vereinigen sich alle drei großen Ozeanbecken und eine natürliche Abgrenzung zwischen ihnen ist aus den Umrissen des Landes nicht zu finden. Am ehesten vielleicht noch im Süden von Amerika: denn hier ist die Verbindung zwischen dem Südatlantischen und Südpazifischen Ozean auf die verhältnismäßig schmale Straße zwischen dem Kap Horn und dem sogen. Palmer- oder Grahamland eingeschränkt. Es würde also hier eventuell eine Linie von Kap Horn nach Kap Cockburn sich als eine einigermaßen genügende Grenze empfehlen.

Wenn wir hier im Süden Amerikas noch antarktische Land- oder Inselflächen finden konnten, welche die Meeresverbindung einengen, so fehlt solcher Anhalt gänzlich im Süden Afrikas und Australiens. Denn in diesen Meridianen ist bis zum Polarkreise hin lauter freies Meer vorhanden, mit sechs oder sieben einsamen und kleinen Inselgruppen darin, die uns für unsere Aufgabe nichts nutzen. Wollen wir also überhaupt den Indischen Ozean in den höheren Breiten gegen seine Nachbarozeane abgrenzen, so müssen wir künstliche Grenzen wählen.

Es hat freilich auch Meeresforscher gegeben, welche ein Bedürfnis hierfür direkt leugneten, wenigstens hinsichtlich einer Scheidung des Indischen Ozeans vom Pazifischen. Es war der große französische Hydrograph Claret Fleurieu, der in den letzten Jahren des vorigen Jahrhunderts, in geistvoller Weise dieses Problem erörternd, zu der Entscheidung gelangte, daß nur zwei, dem Areale nach freilich sehr ungleiche ozeanische Räume zu unterscheiden seien: der Atlantische Ozean, der sich

zwischen den Ostrand Amerikas und die Westküsten der Alten Welt einlagert, und ein viel mächtigerer Ozean, der in wenig unterbrochener Fläche von der Ostküste Afrikas sich bis zu den westlichen Gestaden Amerikas erstreckt. Diesen genau $^2/_3$ des ganzen Weltmeeres umfassenden Teil nannte Fleurieu den „Großen Ozean". Den Einwand, daß die hinterindische Inselwelt und das australische Festland diesen Zusammenhang zerschnitten, glaubte Fleurieu damit zu beseitigen, daß er die genannten Inselmassen und Masseninseln nur als losgesprengte und größtenteils von diesem Großen Ozean verschlungene Überreste einer südöstlichen Halbinsel von Asien, also nicht als einen selbständigen „Erdteil", anerkennen wollte. Dazu kam, daß Fleurieu keinerlei Andeutung eines antarktischen Festlandes gelten ließ. Da war denn, wie ein Blick auf eine Karte der Südhemisphäre zeigt, eine solche Auffassung von einem „Großen Ozean", der in einheitlicher Fläche vom Kap der guten Hoffnung quer über den Südpol hinüber bis an die Beringstraße in seinem größten Durchmesser sich ausdehnte, gar so unberechtigt nicht. Indes sind eben in den ersten vier Jahrzehnten dieses Jahrhunderts die antarktischen Räume erst einigermaßen erforscht und dabei wieder die Möglichkeit eröffnet worden, wenigstens innerhalb des südlichen Polarkreises eine, freilich von Eis starrende und alles Lebens bare, Inselwelt auftreten zu sehen. James Clark Roß hat auf seiner denkwürdigen Reise in dem Viktorialand bekanntlich vulkanische Kegelberge von der Höhe unserer höchsten Alpengipfel entdeckt, Wilkes hat gleichzeitig die ausgedehnten Küsten eines angeblichen antarktischen Festlandes nachzuweisen gemeint, und südlich von Amerika haben wir bereits ein, wenn auch kleineres und mit den eben erwähnten noch nicht in Beziehung zu bringendes Inselland kennen gelernt. Nach diesen neueren Entdeckungen ist Fleurieu's kühne und großartige Auffassung nicht mehr zu halten: denn, mögen diese antarktischen Landräume zu einem geschlossenen Festlande gehören oder nur einen Archipel analog dem im Westen von

Grönland und nördlich von Nord-Amerika bestehenden, zusammensetzen, — ein ununterbrochener Zusammenhang der Südpazifischen Gewässer mit den Südindischen quer über den Südpol hinüber dürfte wohl kaum mehr in einem Sinne wie Fleurieu ihn gewollt, anzuerkennen sein. Und damit fällt denn auch die Berechtigung seines „Großen Ozeans", denn da das australische Festland bis 43° s. Br. herab, das sogenannte „antarktische" aber Tasmanien gegenüber bis 65° s. Br. hinaufreicht, so blieb als offene ozeanische Verbindung zwischen dem Pazifischen und Indischen Ozean nur eine Strecke von 22 Breitengraden oder 2400 km übrig, eine Entfernung, die ganz und gar verschwindet gegenüber der Breite der einst von Fleurieu quer über den Südpol angenommen ozeanischen Fläche, die vom Südkap Tasmaniens bis zum Kap Horn nahezu 8000 Kilometer (die Entfernung vom Pol zum Äquator beträgt 10 000) erreicht haben würde. So sind wir doch wieder darauf angewiesen, auch südlich von Australien zwischen dem Indischen und Pazifischen Ozean eine Grenze aufzusuchen.

Nach dem Vorschlage einer von der englischen Geographischen Gesellschaft im Jahre 1845 eingesetzten Kommission, welchen A. Petermann sich rühmte, zuerst in die Geographie eingeführt und bekannt gemacht zu haben,*) hat man sich nun gegenwärtig dahin geeinigt, die Meridiane der südlichsten Spitzen der Festländer, also den Meridian von Kap Horn oder 67° w. L., den des Kap Agulhas an der Südspitze von Afrika, oder 20° ö. L., und den des Südkaps von Tasmanien oder 146° ö. L. (immer von Greenwich) als Grenzscheiden zwischen den drei Ozeanen anzunehmen, dafür aber den ganzen Antarktischen Ozean innerhalb des Polarkreises vorläufig ganz aus dem Spiel zu lassen. Denn was will es anders bedeuten, wenn man innerhalb des südlichen Polarkreises einen besondern „Antarktischen Ozean" einschließt? — Endlich unterschied man auf der nörd-

*) Nämlich im Jahre 1850 in seinem Atlas of Physical Geography.

lichen Hemisphäre gleichfalls innerhalb des dortigen Polarkreises ein „nördliches Eismeer".

Mustert man den Verlauf dieser Linie auf einer Polarkarte oder einem Globus, so sieht man, wie dieselbe in der Beringstraße nahezu mit der oben angedeuteten natürlichen Grenzlinie zwischen dem Ostkap und Kap des Prinzen von Wales sich deckt, und auch in der Davisstraße beinahe den engsten Teil derselben bezeichnet. Auch in dem breitesten Thor des „nördlichen Eismeers", dem zwischen Grönland und Norwegen, ist der Verlauf des Polarkreises nicht gar sehr von der kürzesten Linie entfernt, die Grönland mit Island und dieses mit Norwegen verbindet.

Auf diese Weise hat jene englische Kommission fünf Ozeane abgegliedert, die seitdem in die Schulbücher allgemein aufgenommen und gelernt worden sind. Die Prinzipien, nach denen die Grenzen hier bestimmt worden, sind ursprünglich rein didaktische: man erzielte in den drei Grenzmeridianen und den beiden Polarkreisen Linien, die sich dem Auge wie dem Gedächtnis leicht einprägen.

Dennoch trifft diese künstliche Einteilung, (wenn man will, diese Verlegenheitsteilung) auch einen durchaus natürlichen Charakterzug, wenigstens der drei großen ozeanischen Becken. Jene drei Grenzmeridiane sind nämlich auch im Großen und Ganzen die natürlichen Grenzen für die Systeme der Meeresströmungen in jenen drei Ozeanen: würden wir also in jenen Meridianen feste Grenzwände errichten zur völligen Abscheidung der drei großen Meeresbecken, so würde dadurch das Bild der Meeresströmungen nicht gerade wesentlich verändert werden. Diese Betrachtungen führen uns nun weiter.

Wenn wir so jene drei großen Becken als für sich selbständig dastehende Wassermassen anerkennen, so kann dies für die beiden Polarmeere nicht der Fall sein. Das Südpolarmeer ist so durchaus eine Verlegenheitsbildung, daß wir billigerweise überhaupt von ihm absehen dürfen. Dagegen erweist sich bei

näherer Betrachtung, wie später gezeigt werden soll, das nördliche Eismeer in seinen Strömungen als ein passives Anhängsel des Nordatlantischen Ozeans; ausgeprägte Strömungen sind in ihm, abgesehen von der Davisstraße, nur in dem Raume zwischen Grönland, Spitzbergen und Norwegen vorhanden und daselbst nichts anderes als entweder Ausläufer des Golfstroms oder von diesem hervorgerufene Gegenströmungen. Wollten wir das Nordpolarbecken gegen den Atlantischen und Pazifischen Ozean abschließen, so würden die Strömungen und überhaupt das ganze Wesen dieses Meeresteils fundamental verändert werden. Das nördliche Eismeer ist also keine selbständige Bildung im Sinne der drei großen Ozeane.

Sehen wir uns eine Karte der Meerestiefen an, so zeigt sich denn auch weiter, daß das Becken jenes Eismeeres in einem sehr unvollkommenen Zusammenhang steht mit dem ozeanischen Tiefenbecken des Atlantischen Ozeans. Die größte Tiefe der Beringstraße beträgt nach den neuesten amerikanischen Vermessungen von Bord des Schoners Yukon nur 50 Meter; diejenige der Davisstraße an ihrer engsten Stelle nach den neuesten Lotungen durch das dänische Kanonenboot „Fylla“ im Sommer 1884 nur 730 Meter; zwischen Grönland und Island, sowie zwischen Island und Schottland haben wir nach den neuesten Vermessungen der dänischen und englischen Marine einen submarinen Rücken, der gleichfalls nur 500 bis 600 m Wasser über sich hat. Was will diese geringe Tiefe besagen gegenüber der 8 bis 10mal größeren der eigentlich ozeanischen Räume, die auch im Innern des Nordpolarbeckens westlich von Spitzbergen sich wieder finden? So ist demnach durch die sichtbaren Küstenlinien und diese unterseeischen Rücken eine natürliche Abscheidung des Nordpolarmeeres von dem Atlantischen und Pazifischen Ozean hergestellt, die ausreichend erscheinen darf, um diesen Meeresraum von den benachbarten Ozeanen, namentlich vom Atlantischen abzutrennen und als ein gesondertes ozeanisches Individuum für sich hinzustellen.

Mustern wir nunmehr die drei großen Ozeanbecken des näheren, so bemerken wir, wie in ähnlicher Weise an ihren Rändern oder nur durch schmale Straßen mit ihnen verknüpft sich eine ganze Anzahl von kleineren Meeresräumen von ihnen abgliedert, wobei die sichtbaren Grenzen durch Halbinseln der umgebenden Festländer oder vorgelagerte Inselketten gegeben werden. Am zahlreichsten sind diese „Nebenmeere" im Umkreise des Atlantischen Ozeans, wie auch schon das Nordpolarmeer von diesem eben abgetrennt werden mußte. Wir bemerken im Osten die Nordsee, dahinter die Ostsee; ferner das Mittelländische Meer, — im Westen das Karibisch-mexikanische Meer, den Golf von St. Lorenz, und ähnlich die Hudsonsbai: sämtlich durch verhältnismäßig nur schmale Zugänge mit dem eigentlichen Ozean verbunden. Im indischen Gebiet haben wir so das Rote und das Persische Meer, dann das große hinterindische Inselmeer zwischen Asien und Australien. Endlich im Gebiete der Südsee das Ostchinesische, Japanische, Ochotskische und Beringmeer, denen sich dann noch das viel kleinere Kalifornische Golfmeer und allenfalls noch die zwischen Tasmanien und dem australischen Festland gelegene Baßstraße anreihen.

Alle diese kleineren Räume, die wir eben „Nebenmeere" nannten, sind offenbar nicht von demselben Range wie die drei großen Ozeane. Viele unter ihnen führen ein völlig abgeschlossenes Dasein für sich, wie beispielsweise die Ostsee, das Mittelländische, das Rote Meer, der Persische Golf, die Hudsonsbai. Dennoch würden sie den Charakter als Meeresräume oder Meeresteile völlig einbüßen, wenn ihre Wasserverbindung mit dem benachbarten offenen Ozean abgeschnitten würde. Was sollte wohl aus dem Mittelländischen Meere werden, wenn wir die Straße von Gibraltar durch irgend ein Naturereignis uns verschlossen denken? Die über diesem weiten Gebiete herrschende sehr beträchtliche Verdunstung würde das Becken desselben sehr bald austrocknen, denn von Süßwasserströmen ersten Ranges, die hineinmünden und den Verlust zu decken hätten, könnten

wir nur den Nil nennen. Doch auch dieser kann nach einer älteren Berechnung von Sir John Herschel alljährlich nur $^1/_{21}$ des von der Verdunstung hinweggenommenen Wassers ersetzen und es nicht verhindern, daß, wenn die Zufuhr aus dem Atlantischen Ozean ausbliebe, der weite Raum des Mittelmeeres sich in eine tief ausgemuldete Steppe umwandelte, in deren größten Vertiefungen das wenige Wasser, welches die Verdunstung etwa noch zurückläßt, in Gestalt stark gesalzener Steppenseen sich ansammelt. Nur das Schwarze Meer würde diesem Schicksale entgehen, da es einem so intensiven Verdunstungsverlust kaum ausgesetzt sein dürfte, wie es schon gegenwärtig an einem Übermaß von zufließendem Süßwasser leidet: nur würde es alsdann, wenn der Abfluß durch den Bosporus erhalten bliebe, völlig aussüßen. — Letzteres wäre auch das Schicksal der Ostsee, wenn wir uns anstatt der breiten Belte eine Art Bosporus denken dürften.

Wir haben also hier irdische Räume vor uns, die nur durch ihre mehr oder weniger ergiebige Verbindung und steten Wasseraustausch mit den offenen Ozeanen in ihrem Wesen und ihrer Existenz als Meeresgebilde erhalten werden: es sind *unselbständige* Bildungen, gegenüber den allein selbständigen drei echten großen Ozeanen.

Mustern wir nunmehr die Reihe dieser unselbständigen „Nebenmeere", so bemerken wir an ihnen mehrere typische Unterschiede, die es uns gestatten, sie weiter zu klassifizieren.

Als den einen Grundtypus dürfen wir das Mittelländische Meer hinstellen: es dringt tief ein zwischen die drei Kontinente Europa, Asien und Afrika, und rings wird es umlagert von großen Kontinentalflächen! Ein zweites „Mittelmeer" erblicken wir zwischen Nord- und Südamerika als Karibisch-mexikanisches Meer, das zuerst wohl von dem französischen Naturforscher Buffon das „Amerikanische Mittelmeer" genannt worden ist. Als drittes, den beiden an Range ebenbürtiges nennen wir das zwischen die Kontinente Asien und Australien eingelagerte hinter-

indische Inselmeer, das darum den Namen des „Australasiatischen Mittelmeeres“ zu tragen verdient. Endlich glauben wir auch, wiederum auf unsern Globus zurückgreifend, der allein die Areale und Formen in den wahren Verhältnissen gegeneinander dem Blicke darbietet, daß auch das Nördliche Eismeer eine, den drei anderen verwandte Mittelmeerbildung ist, und zwar eine allererſten Ranges: der Globus oder auch die Sternkarte (oben S. 7) zeigt uns, daß es eingeschaltet ist zwischen den sich verbreiternden Norden Amerikas und den ebenso mächtig sich ausdehnenden Flächen Nordasiens und Nordeuropas: es ist sozusagen quer über den Pol gerechnet das Mittelmeer zwischen der Alten und der Neuen Welt, denn es scheidet beide Welten da, wo sie sich in breitester Flächenentwickelung am meisten nähern. Man könnte hier einwenden, das „Arktische Mittelmeer“ sei zu groß, um noch neben die anderen drei Mediterranbildungen gestellt zu werden. Es beträgt nämlich das Areal

des Mittelländischen Meeres	2,9	Millionen qkm
des Amerikanischen Mittelmeeres	4,6	„ „
des Australasiatischen Mittelmeeres	8,2	„ „
des Arktischen Mittelmeeres	15,3	„ „

Es ist also beinahe doppelt so groß als das australasiatische, fünfmal so groß als das europäisch-afrikanische! Doch zeigt sich schnell, daß das arktische Eismeer ganz beträchtlich an Größe hinter den offenen Ozeanen zurückbleibt, und zwar viel mehr als die anderen Mittelmeere hinter ihm selber. Es kommen nämlich auf die drei Ozeane (ohne ihre Nebenmeere):

Atlantischer Ozean:	79,7	Mill. qkm
Indischer Ozean:	72,5	„ „
Pazifischer Ozean:	161,1	„ „

Es ist also der kleinste der Ozeane, nämlich der Indische fünfmal größer als das nördliche Eismeer, der geräumigste Ozean aber elfmal größer. Lehrreicher ist es, das Areal des Australasiatischen Mittelmeers, weil dieses das nächstgrößte hinter dem nördlichen Eismeer sein würde, als Einheit anzunehmen. Dann würde sein:

das Australasiatische Mittelmeer	=	1.0
das Nördliche Eismeer . .	=	1.8
der Indische Ozean	=	8.9
der Atlantische Ozean . . .	=	9.7
der Pazifische Ozean . . .	=	19.5

Offenbar gehört also das nördliche Eismeer derselben Größenordnung an wie die anderen Mittelmeere, nicht aber der Ordnung der Ozeane.

Auch die größten Entfernungen, die hier in Betracht zu ziehen wären, sind beim nördlichen Eismeer nicht gerade viel beträchtlicher als etwa zwischen Südchina und Nordaustralien. Es ergeben sich nämlich als Abstände von dem innersten Teil des Golfs von Tonkin, der Mündung des Songkaflusses, bis zum Hafen Port Essington in Nordaustralien 4500 Kilometer (= 2430 Sm.), während der Abstand der Halbinsel Statland an der norwegischen Küste, die wir als einen Grenzpunkt des arktischen Meeres betrachten, und der Beringstraße 5675 Kilometer (= 3060 Sm.) beträgt. Das nördliche Eismeer zeichnet sich nämlich vor dem schlankeren Australasiatischen Meer durch eine viel abgerundetere Gestalt aus, daher trotz des größeren Areals keine entsprechend wachsenden Uferabstände.

Wir haben aber unter den kleineren unselbständigen Meeresräumen noch einige wenige, die einen prinzipiellen Charakterzug mit den großartigen eben beschriebenen Mittelmeerbildungen gemein haben, nämlich daß sie zwischen größere Festlandmassen eingelagert sind. Als solche „Mittelmeere" zweiter Ordnung erkennen wir an: die Ostsee oder das Baltische Mittelmeer, das Rote Meer, den Persischen Golf und endlich die Hudsons-Bai, falls wir diese vom Arktischen Mittelmeer loslösen wollen.

An den nun übrig bleibenden Meeresräumen erkennen wir dagegen ein gemeinsames Merkmal darin, daß sie den größeren Kontinentalmassen nicht eingelagert, sondern nur angelagert und durch Inselketten vom benachbarten Ozean getrennt sind. Wir nennen sie darum **Randmeere** und finden sie sehr zahlreich

auf der Erdoberfläche entwickelt: die Nordsee und das britische Randmeer unter den europäischen Gewässern; an den Küsten Amerikas, auf der Ostseite den Golf von St. Lorenz — oder das „Laurentische Randmeer"; — auf der pazifischen Seite das „mar vermejo" oder Kalifornische Randmeer. Besonders schön treten sie aber auf im Nordwesten des Pazifischen Ozeans, wo wir neben einander durch hauptsächlich oder ganz vulkanische Inselguirlanden gegen den Ozean abgegrenzt finden: das Beringmeer, das Ochotskische, Japanische und Ostchinesische Randmeer. Man darf auch in der Baßstraße ein „Tasmanisches Randmeer" und in dem zwischen Sumatra und der Halbinsel Malaka einerseits und der Inselkette der Nikobaren und Andamanen andererseits gelegenen Meeresteil noch ein „Andamanisches Randmeer" erkennen.

Wir gelangen also zu folgender Klassifikation der Meeresräume:

A. **Selbständige Meeresräume**, mit eigenem System von Meeresströmungen versehene, offene **Ozeane**:

1. der Atlantische Ozean,
2. der Indische Ozean,
3. der Pazifische oder Große Ozean oder die Südsee.

B. **Unselbständige Meeresräume**, von den Ozeanen ihrem Wesen und ihrer Existenz nach abhängige **Nebenmeere**.

a. Zwischen Festlandmassen eingeschaltete **Mittelmeere**:

α. Mittelmeere ersten Ranges oder interkontinentale:

1. das Romanische,
2. das Amerikanische,
3. das Australasiatische,
4. das Arktische;

β. Mittelmeere zweiten Ranges oder intrakontinentale:

5. das Baltische,
6. das Rothe,
7. das Persische,
8. das Hudson'sche.

b. Den großen Landmassen angelagerte **Randmeere:**

α. Atlantische Gruppe:

1. die Nordsee oder das deutsche Randmeer,
2. das Britische,
3. das Laurentische:

β. Westpazifische Gruppe:

4. das Ostchinesische,
5. das Japanische,
6. das Ochotskische,
7. das Bering'sche,

γ. Isolierte (zwei pazifische, ein indisches):

8. das Kalifornische,
9. das Tasmanische,
10. das Andamanische.

Überschauen wir nunmehr die Reihe der Nebenmeere, so zeigen sie noch eine Anzahl morphologischer Eigenschaften von wesentlicher Natur, die im vorigen noch nicht berührt worden sind.

So ist zunächst ihre Anordnung nach der geographischen Breitenlage eine sehr auffallende: nur ein Nebenmeer, das Tasmanische Randmeer, ist ganz südhemisphärisch; das Australasiatische Mittelmeer ist halb nord-, halb südhemisphärisch; hingegen der große Rest von neun Rand- und sieben Mittelmeeren ist durchaus Eigentum der nördlichen Halbkugel.

In dieser Anordnung kommt natürlich der Umstand zur Geltung, daß die Konturen des Festen und Flüssigen nördlich vom Äquator reicher gegliedert sind als südlich von demselben.

Betrachten wir die Breitenlagen im einzelnen, so ist weiterhin merkwürdig, wie von den acht Mittelmeeren vier in den Breiten zwischen dem Äquator und 30° n. Br., also in den Tropen, liegen; eines, das Romanische, ist subtropisch, zwei (das Baltische und Hudsonsche) sind in höheren Breiten, in den höchsten aber ist das Arktische gelegen.

Dagegen liegen von den Randmeeren sechs in den hohen Breiten zwischen 45° und 60° n. Br., zwei (das Ostchinesische und

Kalifornische) in subtropischen Breiten, und nur eines, das Andamanische, in den Tropen.

Die Zahl der Nebenmeere nimmt also im allgemeinen polwärts zu, entsprechend der oben (S. 6) graphisch dargestellten Zunahme der Festlandsflächen im Verhältnis zu den Meeresflächen von 30° bis 70° n. Br. Und der Pol selbst wird von dem größten aller Nebenmeere beherrscht. — Die Beziehungen beider Phänomene liegen klar zu Tage: wo mehr Land im Meere, ist größere Gliederung möglich, wo mehr Gliederung, da auch mehr Nebenmeere. —

Sehen wir nun in diese selbst hinein, suchen wir uns also gewissermaßen ihre innere Gliederung zu vergegenwärtigen, so zeigt sich sehr bald, daß sie nicht durchweg einfache Bildungen sind. Ausnahmslos gilt dies von den halbinselreichen und inselerfüllten interkontinentalen Mittelmeeren.

Das Romanische Mittelmeer besitzt in seinem Bereich in Gestalt der Adria und des Pontus kleine Mittelmeere zweiter Ordnung, im Asowschen Meer sogar ein Mediterraneum dritter Klasse; das Ägäische Meer, und vielleicht auch das Tyrrhenische sind Randmeere zweiter Ordnung.

Das Australasiatische Mittelmeer zeigt in der Sulu-, Celebes-, Molukken-, Banda-, Alfuru- und Sawu-See eine ganze Serie sekundärer Randmeere, die einst schon Alexander v. Humboldt als morphologische Fortsetzung der ostasiatischen Randmeere (erster Ordnung) angesprochen hat.

Das Amerikanische Mittelmeer ist eine deutlich viergeteilte Bildung: der mexikanische Golf könnte als Mittelmeer zweiter Ordnung, das Kayman-Becken, der Bahama-Archipel und in kühner aber nicht unerlaubter Auffassung, auch das Karibische Meer als Randmeere sekundären Ranges gelten.

Das Arktische Mittelmeer zeigt im Weißen Meer ein sekundäres Mittelmeer, in der Baffinsbai und Kara-See untergeordnete Randmeere.

Von den kleineren Mittelmeeren zeigt besonders die Ost-

see eine reichere interne Gliederung: der finnische und besonders der bottnische Golf sind Miniatur-Mittelmeere, der Rigaische Busen ein Randmeer, welches sich vom Hauptkörper der eigentlichen Ostsee absondern läßt: einer Art der Gestaltung, die einst schon Varenius auffallend fand.

So repräsentieren namentlich die großen interkontinentalen Mittelmeere ganze Nebenmeer-Komplexe, ein jedes besteht aus einer Genossenschaft von unselbständigen Meeresräumen zweiten und dritten Ranges, die lediglich durch ihre gemeinschaftliche Einschaltung zwischen die großen Kontinentalmassen der Erde zu einem Meeresraum höherer Ordnung zusammengefügt werden. Diese vom Meere erfüllten vielzelligen Bauwerke haben bei der innigsten Durchdringung von Land und Meer in ihrem Bereiche die Funktion, die Trennung der großen Erdfesten voneinander ebenso unvollständig und wenig durchgreifend zu machen, wie eine solche im Gegensatz dazu durch die großen und offenen Ozeane im vollen Maße erzielt ist.

Man könnte die interkontinentalen Mittelmeere demnach auch „zusammengesetzte" nennen.

Unter den Randmeeren zeigen nur das Britische und Ostchinesische, allenfalls auch das Deutsche, sekundäre Gliederungen von Bedeutung. Das Ostchinesische Randmeer schiebt in Gestalt des Golfs von Petschili ein kleines Mittelmeer zweiter Ordnung in den Körper des asiatischen Festlandes hinein, während das britische Randmeer fast ganz in drei sekundäre Randmeere zerlegt werden kann, in den Ärmel-Kanal, den Georgs-Kanal und die westschottischen Minches. Die Nordsee (das „deutsche" Randmeer) besitzt vielleicht im Kattegat einen Meeresanhang, der ein sekundäres Randmeer vorstellen könnte, wenn man nicht vorzieht, darin eine besondere Abart von Meeresstraßen zu erkennen, die man „Zwischenmeere" genannt hat und als deren Typus das Marmara-Meer (die Propontis) gelten darf. Von Anderen wird indes das Kattegat ganz zur Ostsee gerechnet,

wofür wir in der That triftige Gründe später anzuführen haben werden.

Wenn man aber ganz streng vorgehen wollte, so müßte man sogar die ganze Ostsee als einen untergeordneten Anhang der Nordsee hinstellen, denn nur durch die Vermittelung der letzteren kann die Ostsee mit dem offenen Ozean im Verkehr treten. Die Nordsee selber berührt freilich den Nordatlantischen Ozean auch nur auf der schmalen Strecke zwischen Schottland und den Shetland-Inseln, während ihr Hauptthor nach Norden hin liegt und in das europäische Nordmeer, also Arktische Mittelmeer hinausführt. So wäre auch sie schließlich mehr ein Annex des letzteren als des Ozeans. Aber wir glauben auch bei Pedanten keinen Widerspruch zu erfahren, wenn wir der Nordsee wenigstens ihren Rang als primäres Randmeer lassen. Wenn wir aber im vorigen und im folgenden den strengen Standpunkt verlassend, auch die Ostsee als ein besonderes Nebenmeer auffassen, so führen wir dafür folgendes an.

Zunächst ist die Abtrennung der Ostsee von der Nordsee durch das Vordringen der cimbrischen Halbinsel nach Norden eine sehr entschiedene, wie ein Blick auf die Karte zeigt. Die Wassermasse der Ostsee geht nicht so auf in derjenigen der Nordsee, wie etwa die der Adria in der des Mittelmeeres, oder wie die des Pontus zurücktritt an Areal vor der des benachbarten Mittelmeeres. — Andererseits repräsentiert die Ostsee so typisch das tiefe Eingreifen in breite Festlandsflächen, wie es den intrakontinentalen Mittelmeeren eigen ist, daß dieser Charakterzug für sich ausreichend erscheinen darf, die Ostsee neben, und nicht unter, die Nordsee zu stellen, die ja ihrerseits wiederum sehr schön das kennzeichnende Merkmal der Randmeere, die Anlagerung an einen Kontinent zeigt. Sollte man beide Gebilde zu einem Nebenmeer vereinigen, — in welche Klasse würde man dieses einzustellen haben? Soll man ein solchergestalt uniertes „germanisches Randmeer" oder ein „germanisches Mittel-

meer"*) aufstellen? Es liegt auf der Hand, daß hier heterogenes vereinigt werden müßte, was besser getrennt bleibt. Im ganzen stehen wir hier mehr vor einer Frage geographischen Taktgefühls als wissenschaftlichen Scharfsinns. Aber schließlich beweist die Existenz dieser Schwierigkeit doch am allerbesten, wie reich und wie verwickelt die Gliederung des Festen und des Flüssigen gerade in dieser Breitenzone der Nordhemisphäre sich gestaltet. Auf der andern Halbkugel wäre ein solches Problem gar nicht denkbar.

Ehe wir diesen Gegenstand verlassen, können wir nicht umhin, noch einige Bemerkungen hinzuzufügen über die Namen, die wir den Meeresräumen zu erteilen für gut gefunden haben und über ihre historische Berechtigung.

Der Name des „Atlantischen" Ozeans, in dem Sinne wie wir ihn heute gebrauchen, ist zurückzuführen auf den bereits oben erwähnten deutschen Geographen Bernhard Varen (1650). Noch lange Zeit hatten indes ältere Benennungen Geltung; wie beispielsweise die des Mar del Norte, also Nordmeeres und zwar ward nicht etwa nur der nordatlantische Raum so benannt. sondern auch das Meer im Osten des Kap Horn trug noch diesen Namen auf Karten des vorigen Jahrhunderts. Der berühmte Geograph Gerhard Kremer, gen. Mercator, hatte nur den nordäquatorialen Teil als „atlantisch" bezeichnet, während er für den auf der Südhemisphäre gelegenen den Namen des äthiopischen Ozeans einführen wollte.

Während man nach diesen und anderen Wandlungen, die im einzelnen vorgeführt hier nur ermüden dürften, endlich ganz allgemein den Namen des Atlantischen Ozean anerkannt hat, und der Begriff und Name des „Indischen Ozeans" niemals strittig war, ist eine solche Entscheidung für den dritten und größten Ozean noch heute nicht erreicht. Der deutsche Seemann der Nordseeküste hält zwar noch mit einer gewissen Zähigkeit

*) Im Anfange unseres Jahrhunderts hat der Geograph Malte-Brun beide als „die nördlichen Mittelmeere Europas" aufgefaßt, also auch als keine Einheit.

daran fest, dieses gewaltigste Ozeanbecken der Erde als Südsee zu bezeichnen: auch die nach dem Ochotskischen Meer oder Kalifornischen Häfen bestimmten Segler sind „Südseefahrer". Der deutsche Seemann knüpft damit, pietätvoll darf man wohl sagen, an die älteste Bezeichnung dieses Ozeans an, die bekanntlich von seinem Entdecker Balboa herrührt. Dieser erblickte nämlich, als der erste die Landenge von Panama übersteigend, am 25. Sept. 1513 das lang ersehnte Meer zuerst gen Süden, wie das bei der ostwestlichen Erstreckung jener Landenge nicht anders möglich war. Er hatte damit in seinem Mar del Sur das Gegenstück zu dem Mar del Norte seiner Zeitgenossen gefunden, und diese Auffassung einer großen Zeit spiegelt sich noch wieder in zwei zentralamerikanischen Küstenorten: der Haupthafen der Republik Nicaragua an der karibischen Seite trägt den Namen San Juan del Norte, während an der pazifischen Seite ihm ein San Juan del Sur gegenüberliegt, wobei indes diese südliche St. Johannisstadt das Unglück hat um 20 Bogenminuten nördlicher zu liegen als die angeblich nördlichere Schwesterstadt.

Nur wenige Jahre der Anciennetät nach jünger ist die auf Magalhaens zurückzuführende Benennung des Stillen Ozeans: ein Name, welchen dieser große Entdecker mit vollem Recht vorschlagen konnte. War er doch volle hundert Tage vom Feuerlande bis zu den Philippinen gesegelt, ohne daß ihm ein Sturm begegnete! Diese Benennung ist, wie es scheint, gegenwärtig die lebenskräftigste und zwar in der romanischen Form des Pazifischen Ozeans. Eine dritte Benennung ist den Franzosen zu verdanken: nachdem schon im Beginn des vorigen Jahrhunderts, in welchem bekanntlich die französischen Geographen die Führer unserer Wissenschaft waren, der große Guillaume Delisle auf seinen Karten von einem Grande Mer du Sud, also der „Großen Südsee" gesprochen, trat um 1756 sein Schüler Philipp Buâche mit dem Vorschlage hervor, diesen gewaltigsten Ozean der Erde einfach den „Großen Ozean" zu nennen. Wirklich ist

dieser Ozean doch allein größer als die beiden anderen Ozeane zusammen genommen! Dieser Vorschlag hat indes in praktisch-nautischen Kreisen keinen Eingang gefunden, es huldigen ihm nur die Gelehrten. Soll man, vor diesen drei Benennungen stehend, eine Entscheidung treffen, so ist „die Südsee" als die ursprünglichste und erste zu bezeichnen, als die gebräuchlichste aber „der Pazifische Ozean". Aber nach den in der Wissenschaft geltenden Prinzipien sollte der älteste Name, also die „Südsee" den Vorzug verdienen. Man hat dagegen eingewendet, ein Meer das nur zur Hälfte der Südhemisphäre angehöre, dürfe nicht Südsee heißen. Aber wenn man ein solches Prinzip anerkennen wollte, welche Umwälzung müßte da in der Benennung auch anderer irdischer Objekte eintreten? Würden wir Deutschen da noch ein Recht haben von einer Nordsee zu sprechen, während die Dänen geltend machen, daß es für sie die Westsee, die Engländer daß es für sie wiederum eine Ostsee wäre? Man schont doch sonst mit Pietät so altüberlieferte Namen, wie z. B. Amerika, und doch trägt dieses seinen Namen sehr zu Unrecht! — Der Gang der geschichtlichen Entwickelung, auch solcher Fragen der Nomenklatur, ist eben ein keineswegs durchweg nach unseren Anschauungen stichhaltiger und logischer; und es hat nicht den Anschein als wenn irgend jemand das siegreiche Vordringen des „pazifischen" Namens auch unter den deutschen Seeleuten wird verhindern können.

Kapitel II.

Die Meerestiefen.

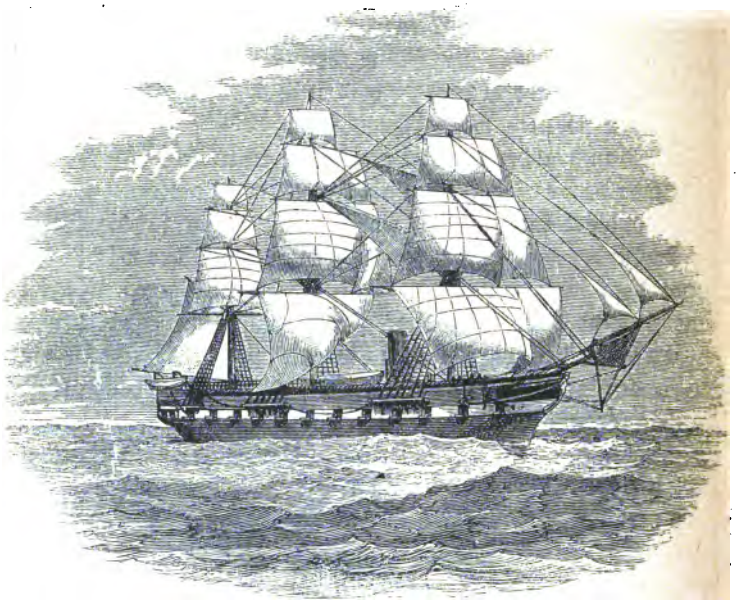
Wir haben bereits im vorigen einen plausiblen Wert für das Areal der Meeresräume gefunden; wollen wir nunmehr

das Volum und die Masse derselben bestimmen, so müssen wir uns zuvor über die Tiefe des Meeres orientieren.

1. Das Meeresniveau.

Die Tiefenmessungen können immer nur von der Oberfläche des Meeres aus vorgenommen werden. Diese Oberfläche, das

Fig. 8.



Das britische Expeditionsschiff „Challenger".

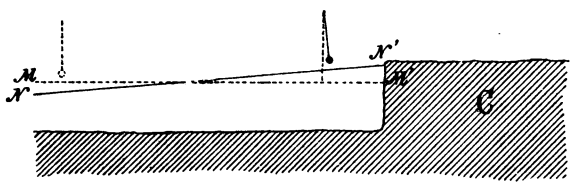
Meeresniveau, ist nun aber keineswegs eine regelmäßige und einfache Erscheinung. Früher hat man solches wohl vorausgesetzt, indes mit Unrecht.

Wäre kein Land vorhanden, so würde das Meer in seiner Oberfläche die ungetrübteste Form eines um seine Axe rotierenden Himmelskörpers darbieten: der Querschnitt desselben würde keinen Kreis, sondern eine Ellipse vorstellen, deren klei-

nerer Durchmesser durch die Rotationsaxe von Pol zu Pol gegeben ist. Es würden also nicht alle Punkte dieser Oberfläche gleichweit vom Mittelpunkt dieses aus Wasser bestehenden Planeten entfernt sein; sondern immer nur die unter derselben geographischen Breite gelegenen. Dagegen würden alle Punkte im Äquator weiter vom Erdmittelpunkt abliegen als die Punkte jeder andern Breitenlage. Das sind alles selbstverständliche Folgerungen.

Denken wir uns nun Kontinente in diese Wasserdecke eingeschaltet, so wird dadurch in der Oberfläche des Meeres eine große Veränderung bewirkt.

Fig. 9.



Die sogen. Kontinentalwelle.

Alle Körper ziehen einander an, und zwar im richtigen Verhältnis zu ihrer Masse. Das Land ist $2^1/_2$mal schwerer als das Wasser, wird also, wenn gleiche Volumina einander gegenüberstehen, das Wasser $2^1/_2$mal stärker anziehen, als es selber von diesem angezogen wird. Das wird nun auch bei den Kontinenten der Fall sein. Jede Flüssigkeit stellt sich mit ihrer Oberfläche in ein Niveau ein, welches den auf sie einwirkenden Kräften entspricht und zwar so, daß dieses Niveau immer senkrecht zu einem darüber aufgehängten Lot verläuft. Wären keine Kontinente vorhanden, so würde das Niveau des Meeres sich nur nach der Schwerkraft und der Centrifugalkraft richten. Ein aufgehängtes Lot würde also in unseren Breiten durch die Centrifugalkraft von der Richtung nach dem Erdmittelpunkt ab und nach außen gezogen scheinen, was eben

dann zur Folge hat, daß die Meeresoberfläche die Form eines Rotations-Ellipsoids annimmt. Treten aber Kontinentalmassen zwischen der Meeresfläche auf, so ziehen auch sie das Lot ihrerseits an, wie es in beistehender Zeichnung angedeutet ist. Die Meeresoberfläche stellt sich aber wieder senkrecht gegen das Lot ein. Wäre der anziehende Kontinent C nicht vorhanden, so wäre M — M' die Niveaufläche des Meeres; durch den Kontinent erhält das Meer aber die neue Niveaufläche N — N', so daß das Meer in unserer schematischen Zeichnung an der Küste um das Stück N' — M' tiefer wird. Diese Erscheinung wird nun rings um die Kontinente herum auftreten, und zwar um so ausgiebiger, je flacher das Meer oder je massenhafter und höher der Kontinent ist. Bei der großen Abwechslung und Mannigfaltigkeit in der Beschaffenheit der festländischen Küstengebiete ist nun nicht zu verwundern, daß dadurch das Meeresniveau durch das Auftreten dieser sogen. Kontinentalwelle eine sehr komplizierte und unregelmäßige Fläche wird, die im allgemeinen an der Küste weiter vom Erdmittelpunkt entfernt ist, als im freien offenen Ozean. Nirgends aber wird diese neue Niveaufläche eine nach außen hin konkave, vielmehr bleibt sie unter allen Umständen eine konvexe, die das Centrum ihrer Krümmung in der Nähe des Erdmittelpunktes liegen hat.

Daß dieser Effekt der Anziehung des Meeres durch die Festländer keineswegs zu vernachlässigen ist, haben neuere Berechnungen ergeben. J. Bruns hat unter der vereinfachenden Annahme, daß ein schematischer Kontinent von Pol zu Pol zwischen zwei um 45° voneinander abstehenden Meridianen sich erstrecken und eine mittlere Höhe von 300 m neben einem durchschnittlich 3000 m tiefen Ozean besitzen soll, diese Niveau-Abweichung zu 550 m gefunden, wenn man die tiefste Einsenkung der Niveaufläche über dem Meer der höchsten Anschwellung derselben im Innern dieses Kontinents unter dem Äquator vergleicht.

Thatsächlich besitzen wir in dem Sekundenpendel ein In-

strument, welches diese Abweichungen direkt zur Anschauung bringt. Da nämlich das freischwingende Pendel durch die Schwerkraft, d. h. die vom Erdmittelpunkt ausgehende Anziehung, in Bewegung gesetzt wird, diese Kraft aber sehr schnell abnimmt mit der Entfernung vom Erdcentrum, so werden gleichlange Pendel nur dann, wenn sie in gleichem Abstande von diesem Centrum aufgehängt sind, die gleiche Zahl von Schwingungen in 24 Stunden vollenden können. Werden sie in größerem Abstande davon aufgehängt, so werden sie weniger, werden sie in kürzerer Entfernung aufgehängt, so werden sie mehr Schwingungen in der gleichen Zeit zurücklegen.

Denken wir uns nun einen Erdkörper, dessen Größe wir dadurch ausdrücken, daß wir ihm mit einer Kugel von 6370 Kilometer Radius gleiches Volum geben, der aber dabei die Gestalt eines Umdrehungsellipsoids besitzt, in welchem der Abstand des Poles vom Erdcentrum um $^1/_{289}$ kleiner ist als der Abstand des Äquators von diesem Centrum, so ist es nicht schwer, für alle beliebigen geographischen Breiten die Länge eines Pendels zu berechnen, das genau in vierundzwanzig Stunden 86 400 Schwingungen, also in jeder Sekunde eine, vollendet. Das ist das Sekundenpendel.

Als man nun aber Pendel von der berechneten Länge in den verschiedenen Regionen der Erde schwingen ließ, was durch die großen Expeditionen von Edward Sabine, Henry Foster, Louis de Freycinet, Duperrey, Lütke u. a. ausgeführt wurde, ergab sich ganz allgemein, daß das Sekundenpendel an den Küstenorten zu wenig, auf den ozeanischen Inseln aber zuviel Schwingungen in 24 Stunden vollendete.

Damit war der Beweis für das Vorhandensein einer Kontinentalwelle geliefert.

Die Beträge, um welche das wirkliche Meeresniveau von dem berechneten Normalniveau abweicht, kann man sehr angenähert in Metern erhalten, wenn man die Differenz der Schwingungszahlen mit 119 multipliziert. So hat Lütke auf

den Bonin-Inseln, südöstlich von Japan im Nordpazifischen Ozean gelegen, in 24 Stunden 11,83 Schwingungen mehr beobachtet, als normal sein würde für die dortige geographische Breite. Daraus berechnete Hann eine Depression des Meeresspiegels an jener Stelle um 1407 m, Listing nach einer genaueren Methode von 1310 m, unter dem Niveau des normalen Ellipsoids;*) dieses ist freilich die extremste Abweichung vom Normalniveau, die man gegenwärtig kennt. Ozeanische Inseln zeigen etwa $^2/_3$ dieses Betrages, wie St. Helena, bei welchem der Meeresspiegel 850 m unter dem Normalniveau liegt.

An den Küsten haben wir dagegen den Meeresspiegel über dem Normalniveau:

an der Mündung des Amazonenstromes	+ 570 m
bei Madras am Bengalischen Golf . .	+ 450 m
bei London	+ 120 m

So stellt sich das Meeresniveau als eine mächtig durch die eingelagerten Festlande deformierte Fläche dar. Diese denken die Geodäten sich unter den Kontinenten hindurch fortgesetzt und den so umgrenzten idealen Erdkörper nennen sie nach Listing's Vorgang das Geoïd. Auf diese Geoidfläche also beziehen sich alle Höhenmessungen auf dem Lande, wie alle Tiefenmessungen auf dem Meere.**)

2. Die Tiefseelotungen.

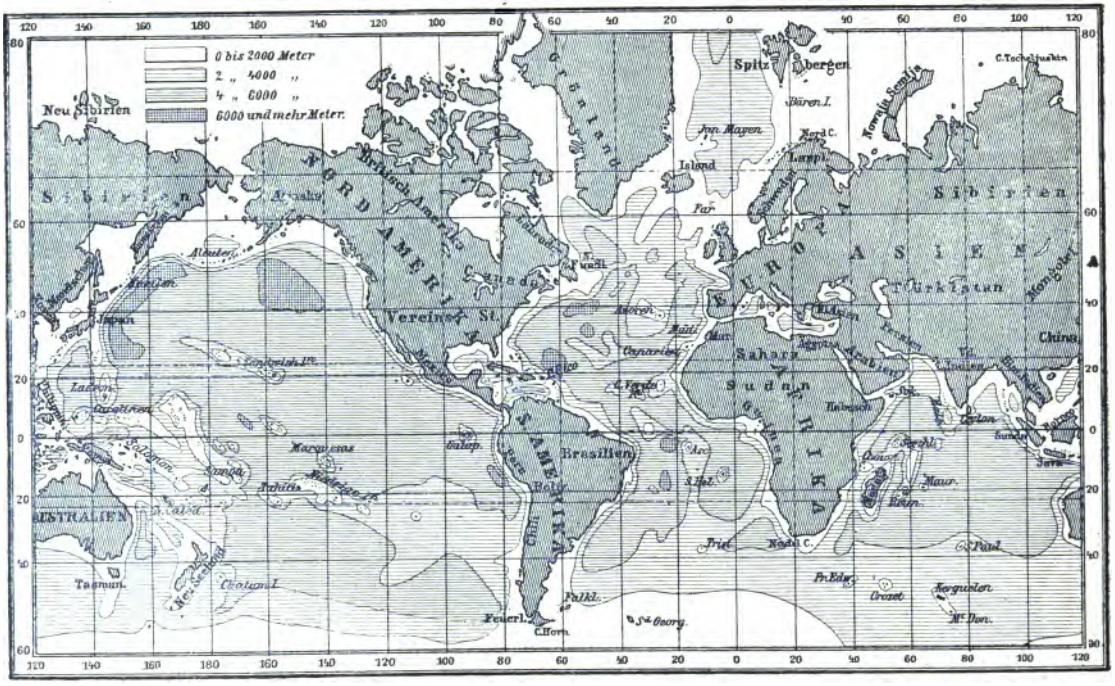
Zwar finden sich schon bei den Alten, allerdings bei Schriftstellern zweiten oder dritten Ranges, Angaben über ihre Vor-

*) Ungefähr der Höhe des Vesuvs gleich, die des Brockens dagegen um 170 resp. 267 m übertreffend. Baily berechnete jene Depression nur zu — 1246 m, Borenius zu — 1238 m, unter Annahme anderer Dimensionen für das Erdellipsoid.

**) Man wird wohl nicht einwenden, daß solche große Deformationen der Meeresoberfläche sich am Barometerstande verraten müßten; denn ebenso wie das Meer unterliegen auch die Luftschichten einer seitlichen Anziehung, also einer Deformation durch die Festlandmassen. So werden die Flächen gleichen Luftdruckes parallel der Oberfläche des Geoïds verlaufen.

Fig 10.

Karte der Meerestiefen.



stellungen von den Tiefen des Meeres fernab von den Küsten, doch darf man kaum daran zweifeln, daß sie nur auf Schätzungen beruhten, nicht auf Messungen, von denen sonst jedenfalls einige Einzelheiten uns ebenso überliefert sein würden, wie von der berühmten Gradmessung des Eratosthenes auf ägyptischem Boden, welche Plinius „ein verwegenes Unternehmen" nannte. Die erwähnten Schätzungen der größten Tiefen lauten auf fünfzehn Stadien*) oder nahezu 3000 Meter, was zufällig für das Mittelmeer, welches hier doch allein in Betracht kommen kann, gar nicht so falsch ist.

Im übrigen zeigen die uns erhaltenen Segelhandbücher der Alten nur eine ungefähre, nicht ziffermäßige Kenntnis der Tiefenverhältnisse in der Nähe der Küste, namentlich schwieriger Fahrwasser, wie im Bereiche der Syrten. Jedenfalls ist das Senkblei in der Form des Handlots eines der ältesten Hilfsmittel der Navigation, und es berührt den modernen Leser merkwürdig bei Herodot sich zu überzeugen, daß schon im frühen Altertum als Maßeinheit für diese Lotungen die Klafter dient, oder der Raum der ausgebreiteten Arme, bekanntlich dasselbe Maß, welches unsere Seeleute den „Faden" nennen und das bis zur Einführung des Meters ganz ausschließlich auf den Seekarten benutzt ist.

Am Ende des Mittelalters sind die wesentlich von italienischen Piloten entworfenen Küsten- und Segelkarten, deren uns eine nicht kleine Zahl erhalten ist, vielfach reich an Tiefenangaben entlang den Küsten. Auch das älteste, dem fünfzehnten Jahrhundert entstammende deutsche Segelhandbuch (das „Seebuch") der hansischen Seeleute, neuerdings von Koopmann und Breusing herausgegeben, verzeichnet eine große Zahl von Lotungen im flachen Küstenwasser; auch hier dominiert das Fadenmaß.

Es scheinen mit dem Handlot, nach einer Bemerkung bei

*) Nach einer andern Überlieferung bei Plutarch nur 10 Stadien.

Varenius zu urteilen, bisweilen bereits Tiefen von ein paar hundert Meter gemessen worden zu sein, denn dieser Autor sagt, daß ein zwölfpfündiges Bleigewicht für eine 200 Ruten oder rund 800 Meter lange Leine ausreiche, um sie im Wasser straff zu spannen; er verhehlt aber auch nicht die Gefahr bei Gebrauch so langer Leinen über die gemessene Tiefe getäuscht zu werden, da unterseeische Strömungen die Leine leicht mit sich forttragen könnten, so daß sie nicht die senkrechte Entfernung vom Meeresspiegel bis zum Meeresboden angiebt, sondern eine größere.

Von den Lotleinen der großen Entdecker heißt es, daß sie nicht länger als 200, höchstens 400 Meter gewesen seien. Und selbst mit dieser kurzen Leine versuchte Magalhaens im Jahre 1521 zwischen den von ihm mitten in der Südsee gesichteten menschenleeren Koralleninseln Sankt Paul und los Tiburones zweimal zu loten, wobei natürlich der Meeresboden nicht erreicht wurde: ein Versuch, der ihn zu der naiven Folgerung ermutigte, hier die tiefste Stelle des Ozeans gefunden zu haben. Immerhin muß er als der erste urkundlich überlieferte Fall einer Tieflotung im offenen Ozean unser hohes Interesse noch heute erregen.

Noch mehrere Jahrhunderte hindurch begnügte man sich, und es macht darin auch der sonst so nüchtern urteilende Varenius keine Ausnahme, mit der aus dem Altertum überlieferten Vorstellung, daß die größten Meerestiefen ebensoviel unter dem Meeresspiegel liegen müßten, wie die höchsten Berggipfel über demselben: eine Auffassung, die nur einem gewissen dunklen Gefühl für das Ebenmäßige, das man auch überall in den Werken der Natur suchte, entsprungen sein konnte. Solchem, wenn wir so sagen dürfen, ästhetischen Vorurteil zuliebe, nicht auf Grund thatsächlicher Messungen, meinte auch der verdiente Graf Marsilli, ein Mitglied der Pariser Akademie, noch im Jahre 1725 die größte Tiefe des westlichen Mittelmeerbeckens östlich von Katalonien und zwar genau so groß ansetzen zu

können, wie der dazumal als höchster Pyrenäengipfel geltende Canigou nach Cassini's Messung sich über das Meer erhebe, nämlich 1400 Toisen oder 2730 Meter. Marsilli giebt der künstlerischen Befriedigung lebhaften Ausdruck, die ein Profil durch die symmetrische Verteilung seiner Abhänge erweckt, welches von der Spitze des Canigou aus nach der erwähnten Tiefe des Mittelmeeres sich legen läßt: erst der steile Abfall vom Canigou zum sanftgewellten Küstengebirge, dann die ebenere Fortsetzung des letzteren als submarines Küstenplateau bis in beträchtliche Entfernung in die See hinaus, endlich der steile Abfall dieses unterseeischen Plateaus in die Tiefseemulde des Mittelmeeres.*) Der Graf verschweigt keineswegs, daß seine eigenen Lotungen nirgends 150 Faden (oder rund 300 Meter) überschritten haben, er empfindet sehr wohl die Notwendigkeit, auch die sehr viel größeren Tiefen zu messen, aber hält solches für unausführbar „ohne die Beihilfe eines Souveräns." Übrigens hat Marsilli nach seinen zahlreichen Lotungen eine große Anzahl von Tiefenprofilen des Meeresbodens aus dem Golf von Lion entworfen, die insofern das höchste Interesse beanspruchen müssen, als sie überhaupt die ersten Profile von irdischen Reliefteilen sind.

Auch das 18. Jahrhundert verging, ohne daß ein Seefahrer fernab von den Küsten mit der Lotleine den Boden des offenen Ozeans berührte. Die Versuche von Reinhold Forster auf Cooks zweiter Weltumsegelung (1771—75) gingen nur bis 250 Klafter herab; vorher, im Jahre 1749, war aber schon der britische Kapitän Ellis an der nordafrikanischen Küste (in 25° n. Br.) in größere Tiefen vorgedrungen, ohne aber mit 1630 Meter den Grund zu erreichen. Das gelang auch weder Kapitän Phipps (Lord Mulgrave) im Jahre 1773 auf einer Polar-

*) Vgl. S. 40/41, Fig. 11 die faksimilierte Verkleinerung (Nr. 13 bei Marsilli). Die Profillinie ist vom Canigou über den Hafenort Rosas noch 54 Seemeilen durch das Meer nach Südost gezogen.

fahrt in der Nähe von Spitzbergen mit 1250 m langer Leine, nach dem berühmten William Scoresby am 28. Juni 1817, als er in $76^1/_2{}^0$ n. Br. und $4^3/_4{}^0$ westl. L. sein Lot bis 2200 m versenkte.

Die ersten wirklichen Erfolge sind im zweiten Jahrzehnt unseres Jahrhunderts von einem anderen englischen Polarfahrer, nämlich von Sir John Roß (dem älteren) errungen, welcher im Jahre 1818 mit seiner sogen. „Tiefseezange" von sechs Zentner Gewicht in der Baffinsbai nicht nur den Boden mit 1970 m berührte, sondern auch sechs Pfund eiskalten Grundschlamm aus dieser Tiefe heraufholte — eine Leistung, die von seinen Zeitgenossen mit Staunen aufgenommen wurde.

Obwohl diese ersten Tiefenmessungen nur in abgeschlossenen Teilen des arktischen Meeres, nicht im offenen freien Ozean ausgeführt wurden, so dienten sie doch den meisten Geographen in der ersten Hälfte unseres Jahrhunderts zum Anhalt für ihre Behauptung, die größten Meerestiefen dürften 2000 Faden oder 3700 m nicht übersteigen. Nur Alexander von Humboldt sprach sich vorsichtig im ersten Bande des Kosmos noch dahin aus, daß man die Tiefen des offenen Ozeans, gleichwie die Höhe des Luftmeeres, nicht kenne.

Jener angebliche Maximalwert von 3700 m wurde auch sehr bald in Zweifel gestellt, als James Clark Roß (der jüngere) von seiner denkwürdigen Südpolarumsegelung zurückkehrend, bei Windstille im Südatlantischen Ozean zwischen St. Helena und Brasilien am 3. Juni 1843 ein mehrere Zentner schweres Lot auf 8400 m Tiefe versenkte, ohne, wie er meinte, den Grund erreicht zu haben. Systematische Forschungen in den offenen Ozeanen, zunächst im Nordatlantischen, wurden aber erst von jenem unvergeßlichen Manne angeregt, der in so umfassender Weise die moderne Meereskunde begründet hat, durch den Amerikaner M. F. Maury. Seine Bemühungen haben um so mehr Erfolg gefunden, als sie an das gleichzeitig auftauchende Projekt einer Telegraphenverbindung zwischen Amerika und Europa

anknüpften. Denn nun gewann es ein eminent praktisches Interesse, die Meerestiefen genau kennen zu lernen.

So beginnt dann erst nach dem Jahre 1850 die Periode systematischer Tiefseelotungen, die zuerst von der Marine der Vereinigten Staaten (Brigg „Dolphin") begonnen, dann sehr bald auch wetteifernd von der britischen Marine (Dampfer „Cyclops", „Bulldog" u. a.) fortgesetzt wurden. Aus der Schar mehr oder minder ausgedehnter Expeditionen mögen an diesem Orte nur die wichtigeren noch genannt werden, nämlich die unter Leitung von Sir Wyville Thomson an Bord der Schiffe Lightning (1868) und Porcupine (1869, 1870) im schottischen Meer bis zu den Farör und im Nordatlantischen Ozean entlang der portugiesischen Küste bis ins Mittelmeer hinein ausgeführte; dann die große von demselben Gelehrten dirigierte Weltumsegelung auf der englischen Fregatte Challenger (Dezember 1872 bis Mai 1876), der sich die Expedition auf der deutschen Korvette Gazelle, unter dem Kommando des Kapt. z. S. v. Schleinitz durch ihre Thätigkeit in allen drei Ozeanbecken würdig anschließt, während die Amerikaner durch mehrere Fahrten der „Tuscarora", Kapt. Belknap, 1873 bis 1875 die Tiefenverhältnisse des Pazifischen Beckens in großartiger Weise enthüllten. Die Amerikaner haben auch mit mehreren Dampfern im Bereiche des Amerikanischen Mittelmeeres und der angrenzenden Teile des Nordatlantischen Ozeans so detaillierte Lotungen ausgeführt und die Methoden sowie die Instrumente in einem solchen Grade vervollkommnet, daß gegenwärtig nichts Besseres erreichbar scheint. So haben sie, wie zuerst eine systematische Tiefseeforschung von ihnen angeregt wurde, auch zuletzt wieder den höchsten Rang in ihren Leistungen auf diesem Gebiete behauptet.

Ein kurzer Überblick über die vornehmlich benutzten Instrumente und der Methoden der Messung wird hier am Orte sein, ehe wir über die Resultate berichten. Wir wollen dabei solche Instrumente unterscheiden, welche mittelst einer abgeteilten Leine oder dergl. eine direkte Abstandsmessung erlauben, und solche,

mit deren Hilfe auf indirektem Wege ein Einblick in die Tiefenverhältniſſe gewonnen wird.

Für Tiefen von 200 bis 300 Meter benutzt man das gewöhnliche Handlot; für ſolche bis 1500 oder 2000 m ein ſchweres Lot von ca. 70 kg Gewicht und ſtärkerer Leine (bis 24 oder 25 mm Dicke). Das Gewicht muß darum ſchwerer (aber auch die Leine ſoviel dicker) gewählt werden, weil ein zu leichtes Lot von den Strömungen hinweggetragen wird, die Leine alſo gar nicht ſtraff geſpannt und ſenkrecht in die Tiefe gezogen werden kann. Aus dieſen mäßigen Tiefen wird mit der Leine auch das Gewicht wieder aufgeholt, was im Falle, daß die Tiefe an 2000 m erreicht und eine Dampfmaſchine das Einwinden nicht beſorgt, recht mühſam iſt und die ganze Mannſchaft auf ein paar Stunden in Anſpruch nehmen kann. Im übrigen fühlt die Hand, durch welche die Lotleine läuft, den Moment, wo der Sinker den Boden berührt, meiſt ziemlich ſicher, ſo daß dieſes große Handlot oder „Schwerlot“ ein verhältnismäßig zuverläſſiges Inſtrument bleibt.

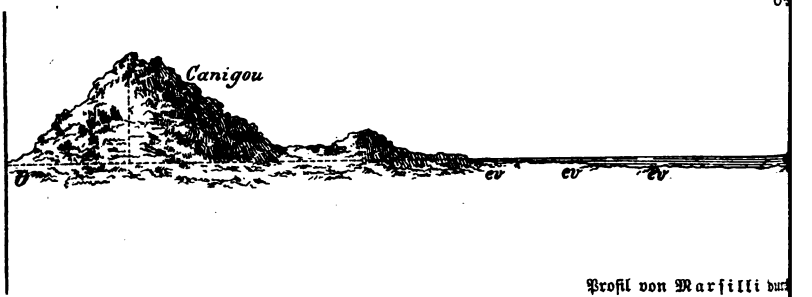
Fig. 13.

Tieflot.

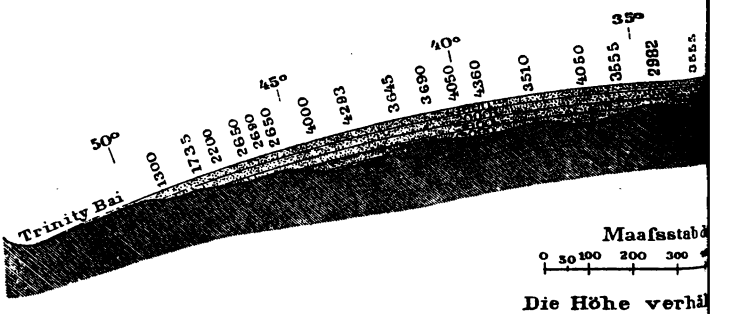
Anders wird es, ſobald größere Tiefen gelotet werden ſollen. Da iſt zunächſt die Reibung des Waſſers an der Leine ſo erheblich, daß der Aufſchlag des Gewichts am Boden nicht mehr mit der Hand wahrzunehmen iſt. Ferner müſſen ſehr ſchwere Gewichte gewählt werden, um die Leine ſtraff zu halten, und endlich beanſprucht das Einwinden einer ſo langen Leine ſtets mehrere Stunden, während welcher das Schiff ſeinen Kurs unterbrechen muß. Maury ſchlug daher anfänglich vor, eine gewöhnliche eiſerne Kanonenkugel von 12—20 Pfund an ordinärem Bindfaden zu befeſtigen, und dieſen von einer Rolle ablaufen zu laſſen, welche durch ein Zählwerk die Umdrehungen und damit die abgelaufenen Längen regiſtriert. Nachdem die

Kugel den Meeresboden erreicht hatte, was man bei diesem Verfahren noch meinte mit der Hand wahrnehmen zu können, sollte der Bindfaden abgeschnitten und samt der Kugel preisgegeben werden.

Allein auch dieses sehr praktisch erscheinende Verfahren bewährte sich so lange nicht, als man das Aufschlagen der Kugel



Profil von Marsilli durch



Die Höhe verhä

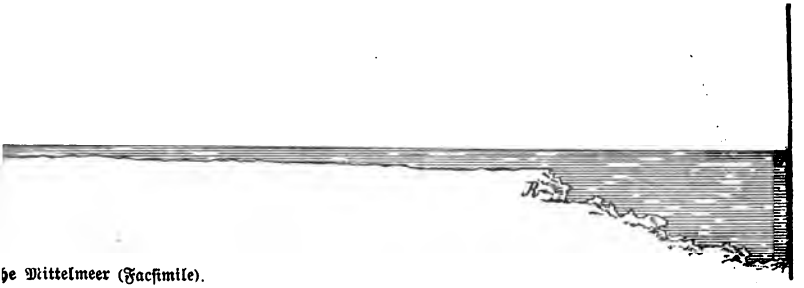
Querschnitt durch das Becken des Atlantischen

auf den Meeresgrund nicht mit Sicherheit zu erkennen vermochte, so daß bisweilen ganz ungeheuerliche Tiefenwerte auf diesem Wege gewonnen wurden. So hatten beispielsweise im Südatlantischen Ozean zwischen der Laplatamündung und der Insel Tristan da Cunha im Jahre 1852 Kapt. Denham auf dem Schiffe „Herald" eine Tiefe von 14000 m, und Lt. Parker auf der

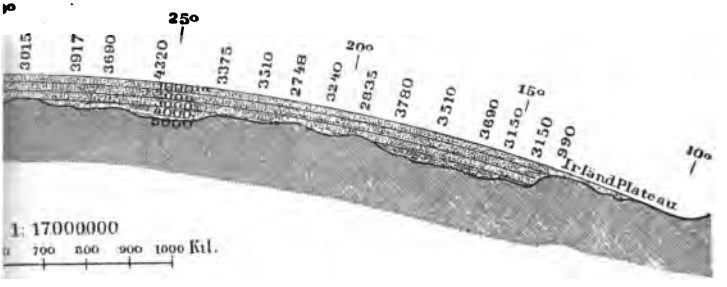
Fregatte „Congreß" in über 15000 m angeblich noch keinen Grund gelotet, während die wahre Tiefe in beiden Fällen nach den modernen Lotungen etwa nur $^1/_3$ dieser Werte, nämlich 5000 m, beträgt.

Durch eine ebenso einfache wie sinnreiche Erfindung des amerikanischen Seekadetten Brooke wurde seit 1854 das Loten

2.



he Mittelmeer (Facsimile).



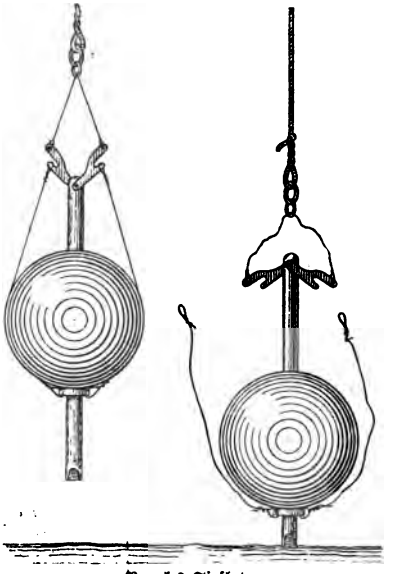
ır Länge wie 20:1.

gs der ersten unterseeischen Telegraphenlinie.

auch der größten Tiefen erheblich sicherer und leichter. Brooke ließ nämlich eine recht große Kanonenkugel durchbohren, führte durch dieselbe einen Stab hindurch, an dessen oberen Ende mit zwei Scharnierhaken durch eine herumgeschlungene Schnur die Kugel aufgehängt wurde, und zwar so, daß sie während ihres Falles durch das Wasser vollkommen fest hing, beim Aufstoßen

des Stabes auf den Meeresboden aber die Schnur von den umklappenden Haken sich ablöste, die Kugel also beim Aufziehen des Stabes abgestreift liegen blieb (vgl. die Abbildung). Das Einwinden der Leine wurde so erheblich erleichtert, und durch eine am unteren Ende des Stabes angebrachte Höhlung mit Schmetterlingsventil wurde zugleich die Möglichkeit gewährt, eine Schlammprobe vom Meeresboden an die Oberfläche heraufzubringen.

Fig. 14.



Brookes Tieflot.

Gleichzeitig hiermit war man bedacht, den Moment, wo das Lot den Boden berührte, schärfer zu bestimmen, indem man dazu die Ablaufzeiten benutzte. Nämlich die Rolle registrierte selbstthätig ihre Umdrehungen oder der die Lotung überwachende Offizier notierte nach einer Sekundenuhr die Zeiten, in welchen gleiche Stücke der Leine (meist 100 Faden = 183 m) abliefen. So brauchte z. B. in einem gegebenen Falle ein Stück von 100 Faden Länge in 100 bis 200 Faden Tiefe, um abzulaufen, 45 Sekunden, in 500—600 Faden schon eine Minute, und so vergrößerte sich dieses Zeitintervall immerfort, aber ganz gleichmäßig, je mehr die Leine durch ihre größere Länge einen größeren Reibungswiderstand im Wasser erfuhr, so daß, um bei dem eben erwähnten Beispiel zu bleiben, schließlich erforderlich waren:

für 1200—1300 Faden 1 M. 23 Sekunden,
für 1800—1900 „ 1 „ 47 „
für 2300—2400 „ 1 „ 52 „

Sobald der Sinker aufschlug, hörte die Leine kraft ihres eigenen Gewichts zwar nicht auf, weiter abzulaufen, aber dieses geschah nun mit einem mal sehr viel langsamer. Der in den Zeitnotierungen sich ergebende Sprung war das sicherste Kennzeichen dafür, daß das Lot den Meeresboden erreicht hatte.

Insgesamt erforderte in dem oben berührten Beispiele das Fallen der Leine 33 Minuten 35 Sekunden, während das Einholen in $^3/_4$ Stunden bewerkstelligt wurde.

Eine wesentliche Verbesserung von Brooke's Lot wurde erst im Jahre 1868 an Bord der englischen Korvette „Hydra", Kapt. Shortland, durch Lt. Baillie ausgeführt. Dieses sogen. Baillielot trägt statt der eisernen Kugel ein aus mehreren Ringen zusammensetzbares Sinkergewicht, wodurch es möglich wurde, für verschiedene Tiefen verschieden schwere Gewichte (bis zu sieben Zentnern!) zu nehmen. Auch die Abstreifvorrichtung ist in sehr einfacher Weise verändert: der zum Aufhängen des Gewichts dienende Draht ist über einen schulterförmig eingekerbten Zapfen gelegt, der beim Schlafferwerden der Lotleine, sobald der Boden berührt ist, durch sein eigenes Gewicht in die hohle Stange hinabgleitet und so den Draht abstreift. (Vgl. Figur 15.) Das Baillielot hat sowohl bei den zahlreichen Lotungen des Kapt. Shortland im Indischen und Atlantischen Ozean, wie dann später an Bord der „Porcupine", des „Challenger" und der „Gazelle" sich als vorzüglichstes Lot für die größeren Tiefen bewährt.

Anfänglich, wo nur Segelschiffe zur Verwendung kamen, lotete man nicht vom Deck, sondern von einem ausgesetzten Boote aus, und immer nur bei gutem Wetter, am häufigsten bei Windstille. Schon das Bedürfnis, die für die Legung des Telegraphenkabels notwendigen Lotungen möglichst schleunig zu beschaffen, führte zur Anwendung von Dampfern und zur Erfindung von Vorrichtungen, welche das Loten unmittelbar vom Deck des Schiffes aus ermöglichten. So wurde, um die Stöße des im Seegange schlingernden Schiffes zu mildern und ein

Fig. 15.

Baillie's Tieflot.

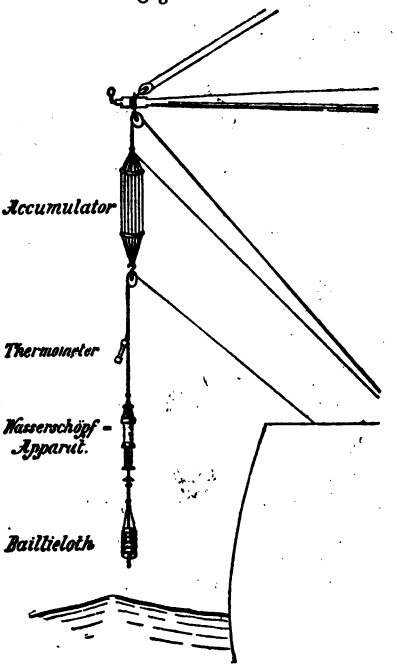
Brechen der Leine zu verhüten, diese von der auf Deck angebrachten Rolle her erst über einen sogen. Akkumulator geleitet: eine Vorrichtung, welche aus zwei Holzscheiben besteht, die durch zahlreiche etwa ein Meter lange dehnbare Gummistreifen zu einer Art Trommel verbunden sind. Diese ist oben an einer Raa oder einem Krahn befestigt und trägt unter sich eine kleine Rolle, über welche die Leine hinwegläuft. Die Elastizität der Gummistreifen bewährte sich im allgemeinen gut, doch gingen häufig genug durch unabwendbare Zufälle jeder Expedition ein paar tausend Meter lange Leinen, namentlich beim Einholen, verloren. Das Einholen selbst geschah bei den größeren Expeditionen stets durch eine besonders zu diesem Zweck aufgestellte Dampfwinde.

Man wird sich leicht denken können, daß Hanfleinen von so großer Länge und bester Qualität, die 25 mm dick sind und auf tausende von Metern hin nicht gespleißt sein dürfen, nicht gerade billig, ihr Verlust daher sehr fühlbar sein muß. Das bewog die Amerikaner, die älteren Versuche, statt der Hanfleinen den billigen Stahldraht anzuwenden, wieder aufzunehmen. So wurde an Bord der „Tuscarora" mit sehr gutem Erfolge Klaviersaitendraht benutzt und anfänglich, wie zu Maury's Zeiten der billige Bindfaden, so hier der Draht, sobald das Gewicht den Boden berührt hatte, abgeschnitten und preisgegeben.*) Denn es stellte sich zunächst als höchst schwierig heraus, den Draht wieder einzuwinden, da sich in demselben sehr leicht Kinke

*) Eine Seemeile Klavierdraht, also 1851 m lang, kostet ca. 3 Mark.

(Schlingen) bildeten, die sein Brechen veranlaßten. In den letzten Jahren aber hat namentlich Kapt. Sigsbee von der V. S. Marine die Verwendung des Drahts auf das höchste vervollkommnet, indem er sehr großer Rollen zum Einwinden und statt des Akkumulators eines in starken Stahlspiralen federnd schwebenden Rades sich bediente, über dessen Nute der Draht lief. Mit der durch Abbildung 17 (S. 46) verdeutlichten Lotmaschine gelang es ihm, auch bei schwerem Wetter mit einem verhältnismäßig kleinen Schiffe schnell Lotung auf Lotung folgen zu lassen. Selbstverständlich wurden zum Draht, dem das Wasser nur eine verschwindende Reibung entgegensetzt, nur leichte Gewichte verwendet, meist eiserne Kugeln von 30 bis 40 kg Schwere.*) Das von ihm benutzte Lot war eine sehr praktische Modifikation des alten Brooke'schen (Fig. 18). Der Klavierfaitendraht selbst hat nicht 1 mm Durchmesser und ein tausend Meter langes Stück davon wiegt in der Luft etwas über 3½ kg, im Wasser nicht ganz 3 kg. Sigsbee pflegte zuletzt immer mit zwei Drähten zugleich zu loten, indem er den ausgelaufenen

Fig. 16.

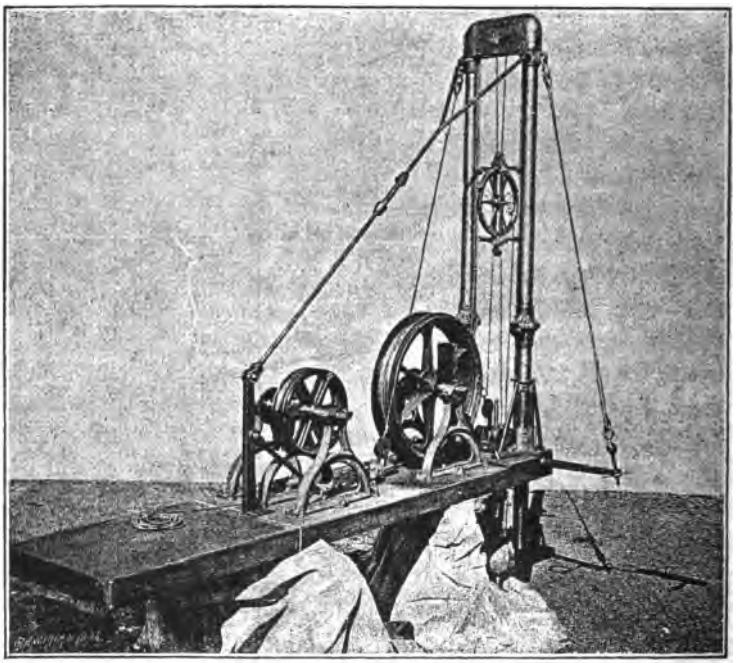


Adaptierung der Lotleine für eine Tieflotung.

*) Die Maximaltragkraft des von Sigsbee benutzten Drahts betrug 100 kg.

hinter dem Schiffe herſchleppend einwand, während er den zweiten zu einer neuen Lotung über Bord laufen ließ. So hat er in Jahresfriſt an 2000 Lotungen von großer Zuverläſſigkeit ausgeführt, ohne ein Meter Draht zu verlieren, während der Challenger täglich höchſtens zwei, auf der ganzen Reiſe in

Fig. 17.

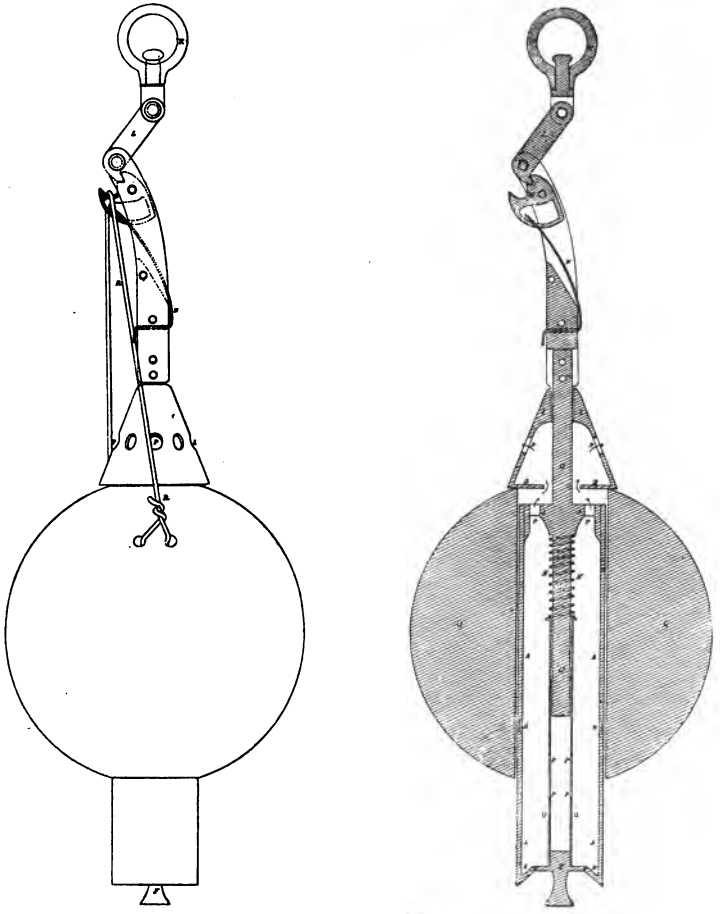


Sigsbee's Lotmaſchine.

3½ Jahren aber nur 353 Sondierungen zu ſtande brachte. Sigsbee hat das Loten im tiefen („blauen") Waſſer auf eine Stufe der Vollkommenheit gebracht, wie ſie noch vor zwanzig Jahren als unerreichbar erſchienen wäre.

Man ist beim Loten großer Tiefen immer wieder auf die eben beschriebenen direkten Abstandsmessungen mit Leine oder

Fig. 18.



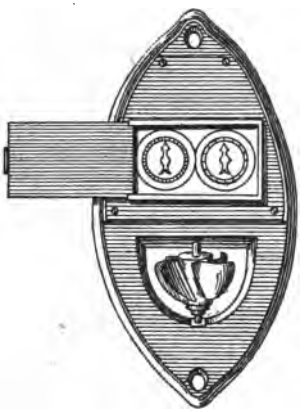
Sigsbee's Tieflot.

Draht und Gewicht zurückgekommen, da auch die scharfsinnigsten Erfindungen, um auf einem indirekten Wege die Tiefen zu er-

gründen, sich als unzuverlässig erwiesen oder ganz versagten. Indes seien im folgenden doch einige dieser Versuche aufgeführt.

Schon im Beginn des 17. Jahrhunderts erfand der neapolitanische Architekt Leo Battista Alberti eine Lotvorrichtung, mit deren Kritik sich schon Varenius beschäftigt An einem Schwimmkörper, aus Holz, Kork, Holundermark oder einer Schweinsblase bestehend, war ein hakenförmiges Gewicht aufgehängt, welches den Schwimmer an den Meeresboden herabzog, dort aufstoßend sich aber ablöste und nunmehr den Schwimmer wieder an die Oberfläche zurückkehren ließ. Aus der bei diesem Eintauchen vergangenen Zeit wollte man auf den zurückgelegten Weg und damit auf die Meerestiefe schließen. Sobald der Apparat aber in tieferem Wasser erprobt wurde, versagte er, indem der Schwimmer durch Strömungen soweit vom Versenkungsort abgetrieben wurde, daß man ihn nicht wieder fand. Vielfach mag er überhaupt nicht an die Oberfläche zurückgekehrt sein, denn unzweifelhaft wird bei dem großen Druck, der in der Tiefe herrscht, poröses Material wie Holz oder Kork völlig von Wasser imprägniert, ein hohler, lufthaltiger Körper aber ganz zerdrückt, in beiden Fällen also die Schwimmkraft vernichtet werden. Auch im Anfange unseres Jahrhunderts ist die Alberti'sche Erfindung noch einmal gemacht worden, nämlich in Verbindung mit Massey's Patentlot.

Fig. 19.

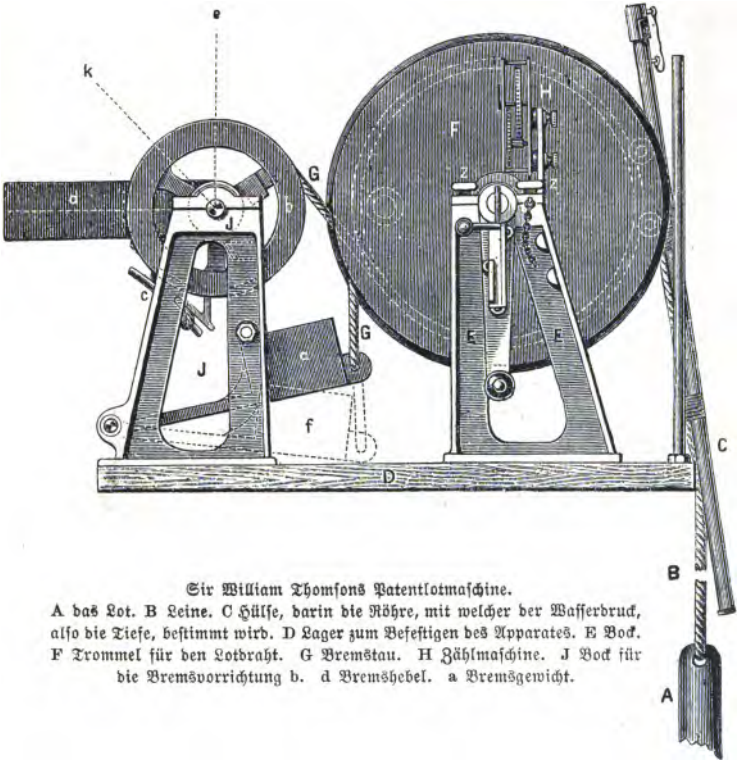


Massey's Loggelot.

Dieses von Massey zuerst 1832 beschriebene Instrument könnte man kurzweg ein Loggelot nennen. Bekanntlich ist gegenwärtig zur Bestimmung der Fahrtgeschwindigkeit eines Schiffes das sogen. Massey'sche Patent-Logg besonders beliebt,

dessen wesentlicher Bestandteil eine Schiffsschraube en miniature bildet, die durch das Wasser hinter dem Schiffe hergeschleppt sich in Drehungen versetzt und diese durch ein Uhrwerk zählt und registriert. Die Verwendung dieses Loggs für die Tiefen-

Fig. 20.



Sir William Thomsons Patentlotmaschine.
A das Lot. B Leine. C Hülse, darin die Röhre, mit welcher der Wasserdruck, also die Tiefe, bestimmt wird. D Lager zum Befestigen des Apparates. E Bock. F Trommel für den Lotdraht. G Bremstau. H Zählmaschine. J Bock für die Bremsvorrichtung b. d Bremshebel. a Bremsgewicht.

bestimmung lag sehr nahe, dasselbe wird mit einem Gewicht beschwert an einer Leine, oder auch ohne solche, mit Alberti'schem Abfallgewicht und Auftriebkörper, in die Tiefe versenkt. Die Zahl der registrierten Umdrehungen bei diesem vertikalen Wege giebt ein Maß für die Tiefe. Auf Maury's Veranlassung ist

das Instrument vielfach und nicht ohne Erfolg angewendet worden, bis Brooke mit seinem zuverlässigeren Tieflot es verdrängte.

Wir sprachen soeben von dem starken Druck, den die Wassermassen in der Tiefe ausüben und daß der Druck mit der Tiefe mehr und mehr zunimmt. Diesen Umstand hat man nun in ähnlicher Weise ausgebeutet zur Tiefenmessung, wie man die Änderung des Luftdrucks in der Höhe zu Höhenmessungen benutzt. Die zu diesem Zwecke konstruierten verschiedenen Arten von „Tiefseebarometern" haben sich immer nur für kleine Tiefen bewährt (so die von Hopfgartner und Stahlberger in der Adria benutzten starkgebauten Aneroïde), in größeren Tiefen wurden sie in der Regel zerdrückt. In besonders sinnreicher Weise aber ist dieses Prinzip von dem berühmten englischen Physiker Sir William Thomson in seiner „Patentlotmaschine" angewandt worden, die seit mehreren Jahren allgemein, u. a. auch in der deutschen Kriegsmarine, eingeführt und sehr zuverlässig befunden ist (Fig. 20). Wenn man eine oben verschlossene, unten aber offene Röhre mit dem offenen Ende voran senkrecht in das Wasser versenkt, so wird die Röhre zum guten Teil mit Luft gefüllt bleiben. Diese eingeschlossene Luft wird aber um so mehr komprimiert, also das Wasser um so weiter in die Röhre vordringen, je höher der Wasserdruck sich steigert. Ist nun die Innenfläche der Röhre chemisch so präpariert, daß man nach dem Einholen des Apparats genau sehen kann, wieweit das Wasser vorgedrungen war, so hat man ein Hilfsmittel, um danach aus dem Druck die Tiefe des Wassers zu bestimmen. Thomson belegte die Innenfläche des Rohres mit chromsaurem Silber, das an der Luft rot ist, nach Berührung mit Seewasser aber weiß wird. Einen besondern Vorzug hat sein Apparat dadurch, daß ein Schiff auch in voller Fahrt damit loten kann, indem es die Röhre hinter sich herschleppt: diese ist dabei an Klavierdraht befestigt, der von einer Rolle abläuft, die durch Registrierung ihrer Umdrehungen in der Zeiteinheit deutlich den Moment erkennen

läßt, in welchem die Meßröhre den Boden streift. Wie bemerkt, hat die Thomson'sche Lotmaschine bei der Navigation in den flacheren Meeren (bis zu 250 m) vorzüglich gearbeitet, nur wo der Meeresboden steinig ist, sind bisweilen die Meßröhren verloren gegangen.

Einen besonders sinnreichen Apparat, indirekt vom Schiffe aus die Meerestiefe zu messen, ohne Lot und Leine zu versenken, hat Sir William Siemens erdacht. Das Prinzip ist ein sehr einfaches und dem Leser aus früheren Erörterungen schon geläufig. Ein aus dem Hafen in See gehendes Schiff entfernt sich, je tiefer das Meer wird, um so mehr von der festen Erdrinde, die also Gewichte auf dem Schiffe um so schwächer anziehen wird, ein je tieferes Meer sich zwischen Schiff und Meeresboden einschaltet. Doch sind diese Abstände so klein, daß es, bei dem relativ geringen Unterschiede in dem spezifischen Gewichte der Erdrinde ($2^1/_2$) und des Wassers (etwas über 1) besonders subtiler Hilfsmittel bedarf, sie zur Wahrnehmung zu bringen. Siemens nahm eine 1 m lange Röhre mit trompetenartiger Erweiterung an dem einen Ende, schloß sie hier mit einem dünnen aber höchst elastischen gewellten Stahlblech ab, füllte sie mit Quecksilber und hing sie senkrecht auf. Sobald die Anziehung der Erdrinde sich verringert, wird das Stahlblech weniger stark nach unten gebogen, also flacher gewölbt erscheinen; bei einer Verstärkung der Anziehung wird es dagegen wieder weiter vorgetrieben. Diese kleinen Verschiebungen vermochte Siemens noch mit einer Mikrometerschraube zu messen und es gelang ihm so, einen Apparat herzustellen, der, in der Schiffskajüte cardanisch aufgehängt, es erlaubt, die Tiefenverhältnisse des Meeres zu erkennen, über welches man hinwegfährt. Versuche, die von Siemens auf seinem zu den Kabellegungen im Atlantischen Ozean benutzten Dampfer „Faraday" veranlaßt worden sind, ergaben aber nur für mäßige Tiefen einigermaßen günstige Resultate, indes ist der Apparat in großem Maßstabe noch nicht angewendet, obwohl es sich entschieden empfehlen

würde, ihn nach den gemachten Erfahrungen mehr und mehr zu vervollkommnen.

3. Das Bodenrelief der Meeresbecken.

Als ein vorzügliches Hilfsmittel zur Orientierung über die Reliefverhältnisse des festen Landes sind die sogen. Höhenschichtenkarten (mit Isohypsen oder Linien gleicher Meereshöhe) neuerdings besonders beliebt. Da ist es nun sehr merkwürdig, daß diese Art der Terrainabbildung zuerst gar nicht für ein gebirgiges Stück Land angewandt worden ist, sondern zur Veranschaulichung des Reliefs einer Meeresstraße. Der französische Geograph Ph. Buâche nämlich hat im Jahre 1737 der pariser Akademie eine Tiefenkarte des britischen Kanals oder Ärmelmeeres mit Linien gleicher Meerestiefe vorgelegt, während die erste Höhenschichtenkarte 1782 erschien.*) Es gab also eher eine Tiefenschichtenkarte als eine Isohypsenkarte, wie man eher Tiefenprofile zeichnete als Höhenprofile durch Festlandteile! So sind diese der heutigen Morphologie der Erdoberfläche unentbehrlichen Methoden zuerst für submarine Reliefbilder angewendet worden. Vielleicht scheint diese Thatsache nicht so verwunderlich, wenn man sich vergegenwärtigt, daß der die Tiefen Lotende das submarine Bodenrelief so gut wie gar nicht mit seinem physischen Auge zu überblicken vermag. Da kann derselbe, angesichts der mit Tiefenzahlen bedeckten Karte viel leichter auf die Idee verfallen durch Einzeichnung von Linien gleicher Tiefe sich ein zwar abstraktes aber doch plastischeres Bild zu schaffen. Dagegen wird ein auf dem reich und abwechslungsvoll modellierten Lande stehender Beobachter inmitten der un-

*) Die Idee zur letzteren gab Ducarla, die Zeichnung führte sein Freund Dupain-Triel aus, der auch 1791 das erste Länderprofil entwarf. Vgl. oben S. 36. — Der Vollständigkeit wegen mag hier bemerkt sein, daß ein paar Jahre vor Buâche schon ein holländischer Ingenieur Karten eines Flußbettes mit Tiefenschichten publiziert hat. Doch war Buâche der erste, der die ganze Tragweite der Idee ermaß. —

übersehbaren und verwirrenden Details viel schwerer zu der Abstraktion gelangen können, die nötig ist, um „Linien gleicher Höhe“ im Terrain oder auf der Karte aufzusuchen. Dem Meeresboden fehlt übrigens dieses störende Detail durchaus, er ist einfacher, sanfter und gleichmäßiger geformt und entbehrt der scharfen Rücken, Spitzen und schroffen Thäler, wie sie auf dem Lande sich finden.

Neben jener bewundernswürdigen Leistung des französischen Geographen müssen wir nun alsbald eines phantastischen Irrtums gedenken, den er sich gleichzeitig zu schulden kommen ließ. Buache dachte sich nämlich das festländische Relief ganz so scharf modelliert fortgesetzt über den Boden (der ihm doch völlig unbekannten) ozeanischen Räume; er konstruierte submarine „Seegebirge“, deren lange Züge von den Halbinseln zu den Inselketten und von diesen wieder hinüber zur nächsten Halbinsel verlaufend, als ein in weiten Maschen sich durchkreuzendes Netzwerk die Becken der Meere genau so gliederten, wie auf den Festlanden die Kettengebirge.

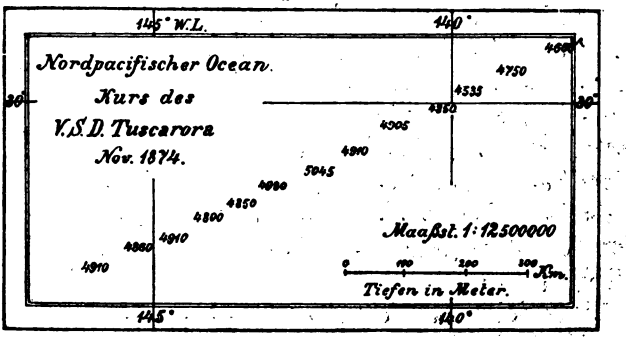
Nichts davon hat die moderne Tiefseeforschung nachweisen können, vielmehr zeigte der Boden des offenen Ozeans, mit den gleich zu erwähnenden Einschränkungen, durchweg ein höchst eintöniges Relief und würde trocken gelegt, Landschaften von unglaublicher Langweiligkeit liefern, Flächen, die für unsere Sinne nahezu mit einer mathematischen Ebene identisch sich erweisen würden. Auf beigegebener Karte (Fig. 21) sehen wir eine Anzahl von Lotungen, welche im November 1874 vom V. S. Dampfer Tuscarora auf der Fahrt zwischen San Franzisko und den Sandwichinseln ausgeführt worden sind. Die ganze hier dargestellte Strecke hat eine Länge von 450 Seemeilen oder 830 Kilometer, gleicht also der Entfernung von Berlin nach Paris, oder von Basel bis Danzig. Die einzelnen Lotungen haben 40 Sm.*) oder 70 km durchschnittlichen Abstand und man sieht

*) Sm. = Seemeilen; km = Kilometer; qkm = Quadratkilometer.

wie die Tiefenunterschiede dabei sich in den Grenzen von höchstens 310 m halten, meist aber 100 m nicht erreichen; also auf 1000 m horizontalen Abstand keine Bodenneigung von mehr als $3^1/_2$ m. Das wird immer als „eben" gelten können.*)

Es sind wohl auch Niveauunterschiede vorhanden, aber nur in Gestalt von ganz sanft geformten Mulden und breiten Rücken, deren Böschungen auch nicht ein viertel Grad betragen.

Fig. 21.



Man könnte nun einwenden, daß die erwähnten Lotungen der Tuscarora doch nicht ausreichen, um eine Vorstellung vom Relief der Tiefsee zu gewinnen, daß jene Übereinstimmung in den Tiefenzahlen nur auf Zufall beruhe, indem das Lot der Tuscarora gerade die dazwischen liegenden Unregelmäßigkeiten des Terrains bei den großen Abständen von 70 km nicht getroffen haben könne.

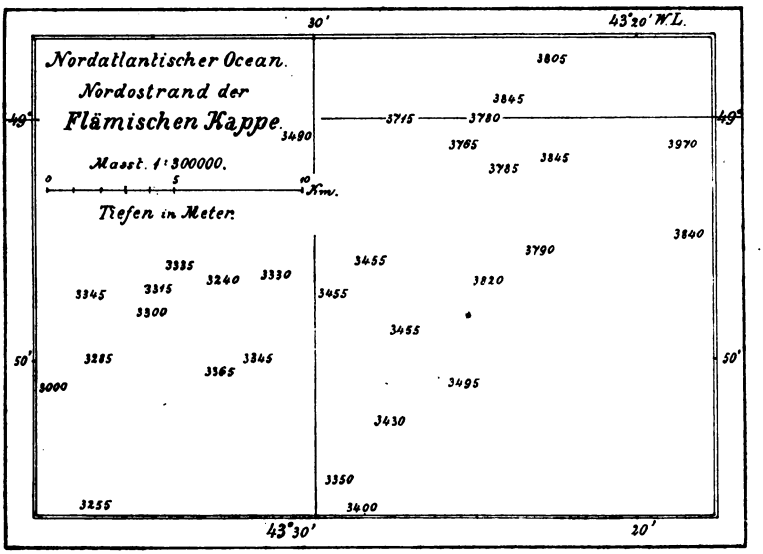
Dagegen ist aber zu bemerken, daß diese Gleichmäßigkeit des Bodenreliefs nicht nur hier im Nordpazifischen Ozean gefunden worden ist, sondern auch da, wo man in sehr viel geringeren Distanzen voneinander Lotungen in großer Zahl ausgeführt hat, wie im Nordatlantischen Ozean im Bereiche der

*) Das Auge bemerkt erst eine Neigung von 1 zu 200 deutlich; obige Maximalneigung beträgt 1 : 242, die Durchschnittsneigung 1 : 700.

Telegraphenkabel. Hier zeigt der Meeresboden stellenweise ein etwas bewegteres Relief, aber doch immer noch in sanften Formen.

So hat der Siemens'sche Dampfer „Faraday" beispielsweise am Nordostabfall der sogen. „Flämischen Kappe", einer der Großen Neufundlandbank im Osten angelagerten Bodenerhebung, auf einem Raum von 480 qkm, also noch nicht so groß wie der Bodensee (540 qkm) die auf beigegebenem Kärt-

Fig. 22.

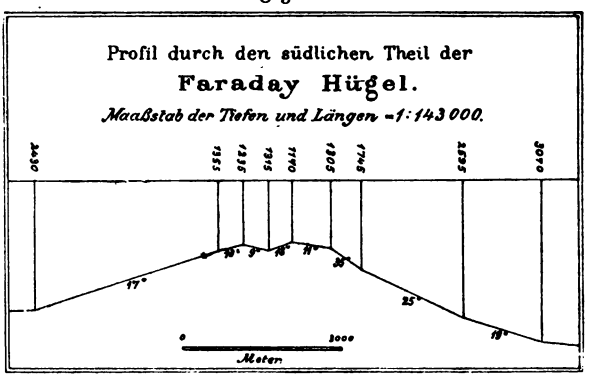


chen verzeichneten Lotungen ausgeführt. Man sieht wie die Abböschung dieser Bank in die Tiefsee in so allmählicher und gleichmäßiger Weise ausgebildet ist, daß nichts landschaftlich Langweiligeres gefunden werden könnte.

Diese Sanftheit der submarinen Bodenformen kann ausnahmslos aber nur für Meeresstriche gelten, die von weichen Sedimenten bedeckt sind; wir werden in einem spätern Abschnitt, wenn von den Wellenbewegungen die Rede ist, darauf noch

zurückkommen. Hier und da, aber ganz vereinzelt, ist von den großen Forschungsexpeditionen auch wohl harter Felsboden am Meeresgrunde angetroffen worden und da zeigte sich dann meist auch ein etwas abwechslungsreicheres Relief. So hat derselbe Siemens'sche Dampfer mitten zwischen der Flämischen Kappe und Irland eine solche felsige Lokalität näher untersucht, die sogen. „Faraday-Hügel", deren höchste Erhebung 1170 m unter der Meeresoberfläche liegt und aus einem sonst etwa 3000 bis 3500 m tiefen Meer sich erhebt. Beistehendes Querprofil zeigt,

Fig. 23.



in den wahren Verhältnissen von Länge zu Tiefe wiedergegeben einen Querschnitt von Norden nach Süden durch den Hauptfelsrücken dieser unterseeischen „nordatlantischen Schweiz", mit Böschungswinkeln bis zu 35° oder einer Steigung von 1 zu $1^1/_2$, wie sie sonst nur im Hochgebirge oder an Vulkankegeln auf dem Lande gemessen werden.*) Indes besteht kaum mehr ein Zweifel, daß die Faradayberge einem submarinen Lava-Ausbruch ihr Dasein verdanken. An eine versunkene Insel ist nicht zu denken, denn diese würde beim Einsinken in das Meer durch die Bran-

*) Die größte Steigung unserer Chausseen beträgt etwa 1 zu 20 oder 3°; der Eisenbahnen 1 zu 40 oder $1^1/_2$°.

dung zertrümmert und aufgelöst, sehr viel sanftere Konturen empfangen haben. Jene steilen Böschungen können nur unter Wasser entstanden sein.

Ebenso sind recht große Böschungswinkel in den flacheren südlichen und westlichen Teilen der oben erwähnten „Flämischen Kappe" gefunden worden, in Beträgen von 10°, 17°, ja einmal bis zu 19° anwachsend: aber auch diese ganz exzeptionellen Werte sind unschwer aufzuklären. Die Flämische Kappe liegt an der Stelle des Nordatlantischen Ozeans, wo ein kalter, mit grönländischen Eisbergen beladener Meeresstrom mit dem warmen Golfstrom zusammentrifft. Da schmelzen die Eisberge in wenigen Wochen und werfen so das Moränen- und Geschiebematerial, welches sie als ehemalige Gletscher mit sich führen, auf den Meeresboden nieder. So entstand und wächst die Neufundlandbank und neben ihr die Flämische Kappe stets weiter. Deren Oberfläche ist denn auch, wie die Lotungen ergeben haben, mit großen Steinen bestreut. Und wo eine solche Steinpackung vorhanden ist, wird das feinere Material, der Sand und der Grus, der aus dem schmelzenden Eise herausfällt, sich leicht, trotz der abgleichenden Wirkung der Wellen, in steileren Böschungen zwischen den Steinen erhalten können, als es ohne solche Stütze möglich wäre. —

In verhältnismäßig steilen Böschungen erheben sich auch die kleinen Koralleninseln über den benachbarten Meeresboden. Da sind auf 50 km Abstand Tiefenunterschiede von 3 bis 4000 m ganz gewöhnlich, was ein Gefälle von 4° ergiebt.*) Solche Werthe sind u. a. von der englischen Korvette „Alert" im Südpazifischen Ozean im südlichen Teil des Paumotu-Archipels mehrfach nachgewiesen; so 52 km nordwestlich von Mangarewa bei einer Tiefe von 3560 m und 55,6 km südlich von Fangataufa

*) Selbstverständlich sind das nur mittlere Böschungen, während in Wahrheit näher dem Ufer die Böschung vielfach viel steiler, weiter in See viel sanfter sein wird als im Mittel.

4025 m. Steilere Böschungen fand schon früher die Challenger-Expedition bei der Insel Tubuai, südlich von Tahiti im 23° s. Br. gelegen, nämlich in 46 km Abstand eine Tiefe von 4480 m, eine mittlere Neigung von $5^1/_2{}^0$.

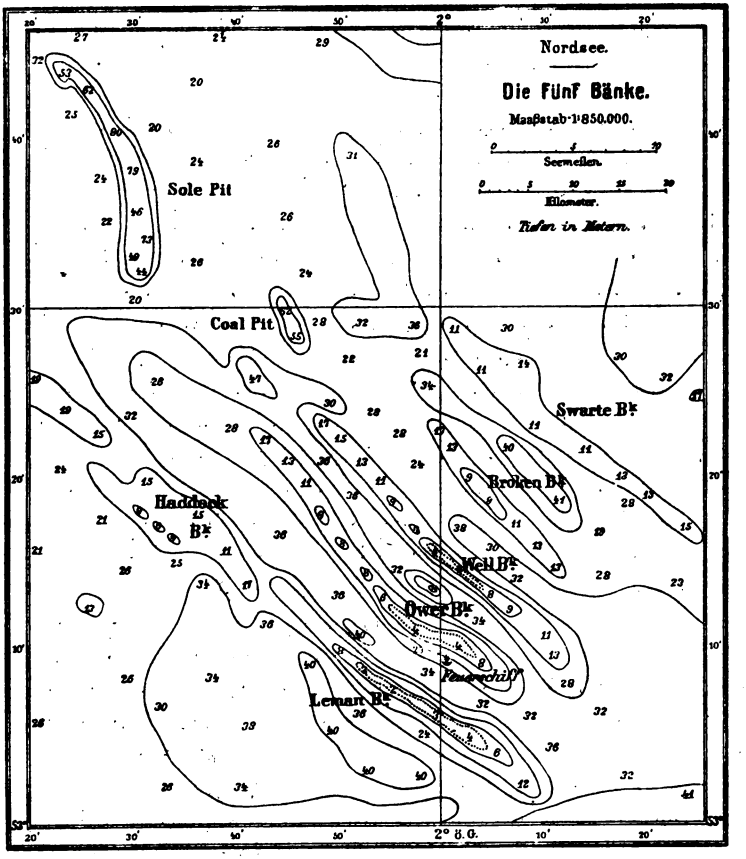
Das Non plus ultra der Art aber liefern die Bermudas-Inseln im Nordatlantischen Ozean, bekanntlich die am weitesten polwärts ($32^1/_2{}^0$ n. Br.) gerückte Korallengruppe. Die britischen Kriegsschiffe „Argus" und „Flamingo" haben 1869 in nur 7 Sm. (13 km) Abstand im Nordwesten dieses Korallenbaues eine Tiefe von 3840 m, und in 10 Sm. oder 18,5 km Entfernung im Süden der Inseln eine Tiefe von 4115 m gelotet: im letzteren Falle ergiebt sich eine Böschung von $12^1/_2{}^0$, im ersteren sogar von $16^1/_2{}^0$ (d. i. 1 zu $3^1/_3$).

An isoliert liegenden kleineren Vulkaninseln sind wohl auch relativ steile Böschungen gefunden worden, selten aber solche von mehr als 10°. So hat Prof. Mohn am Nordostabfall der im europäischen Nordmeer zwischen Island und Spitzbergen gelegenen Insel Jan Mayen einen Böschungswinkel von 8° oder ein Gefälle von 1 zu 7 nachgewiesen. Auch an den Azoren ist die Tiefe von 100 Faden (oder 183 m) auf den britischen Seekarten meist in einem Abstande von 5 km vom Strande zu finden, was einer Neigung von 2° bis 3° entspricht. Nur in einzelnen Fällen, z. B. südlich der Insel Sta. Maria, fällt auf 3150 m Abstand die Tiefe von 6 auf 550 m, was einen Böschungswinkel von 10° liefert. Aber das ist auch nur eine kurze Strecke.

In der Nähe der Festlandküsten kommen steilere submarine Böschungen nur in gewissen Mittelmeeren vor, wie wir unten sehen werden. Am Nordufer des wegen seiner schroff modellierten Ränder bekannten Skagerrak zeigen die deutschen Admiralitätskarten bei Lille Faerder am Eingang des Christianiafjords Winkel von 4°, südlich vom Christiansandfjord solche von 6°, und südöstlich Lindesnaes von 8° als Maximum. Das sind die steilsten Abböschungen des europäischen Kontinents in das

Meer, und zwar finden wir sie hier wie anderwärts ausnahmslos an harten Felsküsten. Wo dagegen niedriges Land an das Meer anstößt und aus weichem Material besteht, da sind die

Fig. 21.



submarinen Böschungen auch stets viel sanfter. Hierfür finden wie die Beispiele genug an den deutschen Küsten: man denke an die geringen Tiefen entlang der Ostseeküsten und an den

sanft abfallenden und eben darum eine so kräftige Brandung erzeugenden „Badestrand“ von Sylt oder Norderney. Auch im übrigen sind Nordsee und Ostsee fernab von ihren Ufern mit stellenweise ganz ebenen Boden begabt. So giebt es in der Nordsee westlich von der holländischen Küste einen an Areal 3400 qkm*) messenden Strich, wo die Tiefen durchweg 23 bis 24 m oder 14 Faden betragen, von den Engländern darum „die breiten 14“ genannt. Es fehlt aber gerade in der Nordsee nicht an Stellen, die in ihrem Bodenrelief sehr viel Rätselhaftes bieten. So liegen zwischen der Doggerbank und dem Wash-Busen der englischen Küste, eingesenkt in ein sonst nur etwa 25 bis 30 m tiefes Meer, isolierte Vertiefungen, deren Boden 80, ja 90 m unter den Meeresspiegel reicht. Diese „Pits“, wie sie der englische, oder „Kulen“, wie sie der deutsche Seemann nennt, haben vielfach eine lang gestreckte Gestalt und sehr steile Wandungen: es sind auch hier Böschungswinkel von 8^0 bis 10^0 nicht selten. Die größte Bildung der Art ist die „Silberkule“ am Südwestende der Doggerbank, 100 km von Ost nach West lang, bei einer Breite von durchschnittlich 15 bis 20 km. Weiter südlich von diesen Kulen finden wir eine Reihe langgestreckter paralleler schmaler Bänke, die von Nordwest nach Südost streichend aus 30 m Tiefe bis dicht an die Meeresoberfläche aufsteigen, sodaß sie zur Sicherung der Schiffahrt durch Bojen und Leuchtschiffe bezeichnet sind. Wie diese „Gruppe der Fünf Bänke“, die einem submarinen Kettengebirge aufs Haar ähnlich sehen, entstanden ist, bleibt auch noch vollkommen rätselhaft. Englische Geologen haben in den Gezeitenströmungen die Kräfte finden wollen, durch welche diese Ketten aufgehäuft sind, aber es ist nicht einzusehen, warum diese Strömungen, die an der ganzen Ostküste Englands sich im wesentlichen gleichartig abspielen, gerade hier, längs ihrer Stromrichtung selbst solche Materialanhäufungen verursacht haben sollen. Die „Kulen“

*) Etwa ebenso groß wie die Kreishauptmannschaft Leipzig.

und „Kettenbänke“ sind vielleicht älter als die Nordsee, d. h. waren vielleicht schon vorhanden, ehe die See diesen flachen Teil des europäischen Festlandkörpers überschwemmte, oder sie gehören der Eiszeit an, die auch auf dem Festlande soviel rätselhafte Reliefformen und gerade auch solche „Kulen“ hinterlassen hat, die von Süßwasserseen erfüllt sind. Um so mehr wird man hier an norddeutsche Diluviallandschaften erinnert, als die Doggerbank an ihrem steilen Absturz in die „Silberkule“ aus grobem Kies und Steinen besteht. Man wird in die Entstehung dieser Bildungen nicht eher einen tieferen Einblick gewinnen, als bis sie ihrer Bodenzusammensetzung nach nicht bloß an ihrer Oberfläche untersucht sind. —

Wenden wir uns nunmehr wieder den eigentlich ozeanischen Uferregionen zu, so haben wir da als eine merkwürdige Seltenheit hervorzuheben, daß der Meeresboden vom Strande ab in einer gleichmäßig geneigten schiefen Ebene in die eigentliche Tiefsee, d. h. in Tiefen von mehr als 2000 m, abfällt. Nur einzelne Strecken der Westküste Amerikas scheinen diese Art Strandböschung zu besitzen: im übrigen aber herrscht der terrassenartige Abfall vor. Eine Stufe gewinnt alsdann besondere, nicht nur praktische, sondern auch geographische oder geologische Bedeutung, nämlich die durch die 200 Meterlinie bestimmte. In Tiefen, die geringer sind als 200 m, kann jedes Schiff jederzeit loten, und damit seine Position bestimmen, wenn Sonne und Sterne nicht sichtbar sind; und nur in diesem flacheren Wasser werden die großen Seefischereien betrieben, wobei sogar unter Umständen geankert werden kann.

Solche nautisch-praktischen Interessen werden vielfach dadurch begünstigt, daß diese flacheren Randteile der Meeresbecken bisweilen eine erhebliche Breite erreichen: viele Rand- und Mittelmeere gehören ihrer ganzen Erstreckung nach hierher, wie die Ostsee, der Persische Golf, das Ostchinesische Meer, andere sind wenigstens mit einem überwiegenden Teil ihres Areals so flach, wie die Nordsee. Diese zeigt nur entlang des südlichen Nor-

wegens eine tiefere Rinne (5—800 m), die das Skagerrak noch mit umfaßt, während das Kattegat als sehr flaches Meer der Ostsee verwandter ist als dem benachbarten Teil der Nordsee. — Die flache Bank, auf der die britischen Inseln liegen, ragt noch 200 Sm. oder 390 km westlich von Kap Lizard, der Westspitze Englands, in den Atlantischen Ozean hinaus, so daß die nach New-York fahrenden Postdampfer noch 12 Stunden, nachdem sie Lizard aus dem Gesicht verloren, brauchen, ehe sie das „blaue" Wasser des eigentlichen atlantischen Tiefenbeckens erreichen. — Auch der Biskayische Golf ist in seiner nordöstlichen französischen Hälfte ähnlich flach, die spanische Südwesthälfte allein gehört der Tiefsee an.

So wie diese „Gründe" (wie der deutsche Seemann sie nennt) vor den britischen Inseln und dem Kanal, so lagert sich vor Neufundland in einer Ausdehnung von 200000 qkm*) die wegen ihrer Fischereien, ihrer dichten Nebel und Eisberge berühmte Große Neufundlandbank. Als südamerikanisches Gegenstück dazu haben wir die breite Patagoniabank, die auch die Falklandinseln nach Osten hin umfaßt, und auch ein südafrikanisches ließe sich in der Agulhasbank nachweisen.

Groß und wichtig sind diese flachen Strecken in den interkontinentalen Mittelmeeren. Am wenigsten noch sind sie von Bedeutung im Romanischen Mittelmeer, wo etwa nur die Nordhälfte der Adria und die kleine Syrte, sowie das Nordwestviertel des Schwarzen Meeres in Betracht kommen. Etwas mehr treten sie im Amerikanischen Mittelmeer hervor, wo die Yukatanbank und die Floridabank im Golf von Mexiko, sowie die Hondurasbank im Karibischen Meer zu nennen sind. Wäre uns das Arktische Meer genauer bekannt, so würden wir die ohnehin schon großartige Ausdehnung der Flachsee vollends würdigen können, die von Franz-Josephland und Nowaja-Semlja an ostwärts über die Neusibirischen Inseln hinaus bis zum

*) Etwa dem außerpreußischen Deutschland gleichkommend.

Alaskaterritorium zu reichen scheint und nach Süden in die Beringsee hinüber greift. Hochinteressant sind dagegen die beiden großen flachen Plateaus im Australasiatischen Mittelmeer, deren eines von Hinterindien her nach Südosten sich erstreckend noch etwas über Borneo und Java hinausgreift, während das zweite Neu-Guinea an das australische Festland kettet.

Es bestehen eine Menge gewichtiger Indizien für die Annahme, daß solche weniger als 200 m Tiefe messende unterseeische Plateaus ehemals trockene Landstücke der benachbarten Festländer waren, und zwar in den letzten Epochen der Erdgeschichte, etwa seit der Mitte der Tertiärzeit; ebenso wie man Festlandteile kennt, die damals vom Meer überdeckt waren. Das ist also das geographisch-geologische Interesse, welches diese flachen Teile des Ozeans für sich in Anspruch nehmen dürfen.

Andererseits ist es sehr wohl erlaubt, wo wir im offenen Ozean auf großen Strecken Tiefen von 3000 m und mehr treffen, diese als einen Beweis für ein sehr hohes Alter derselben hinzustellen. In der That lehrt sowohl die Tiergeographie wie die Pflanzengeographie, daß der Atlantische und Pazifische Ozean schon in verhältnismäßig frühen Perioden der Erdgeschichte (in der mesozoischen Zeit) ungefähr in der gleichen Ausdehnung existiert haben wie heute, und daß beispielsweise zwischen dem tropischen Amerika und dem tropischen Afrika niemals eine Festlandverbindung stattgefunden hat. Wenn wir also zwischen Madagaskar und Afrika Tiefen von mehr als 3000 m vorfinden, so ist der Schluß sehr wohl gestattet, daß jene Insel sich schon sehr früh, spätestens in der Mitte der Tertiärzeit vom afrikanischen Festlande losgelöst habe.

Eine andere Deutung aber verlangen die kleineren trogartigen Becken von zum Teil wahrhaft ozeanischen Tiefen, welche wir in den großen interkontinentalen Mittelmeeren in reicher Zahl vorfinden. Da sie nämlich fast ausnahmslos in deutlicher Verbindung mit vulkanischen Spalten auftreten, sind sie als Einsturzfelder zu deuten, die einen, bisweilen vielleicht noch

am Ende der Tertiärzeit vorhandenen, trockenen Zusammenhang durchbrochen haben zwischen den Kontinenten, die sie jetzt trennen. Die zwischen solchen Einsturzmulden gelegenen flacheren Brücken sind also im alten Niveau verblieben, ihre Abböschungen demnach als „Bruchränder" anzusehen.

Aus mehreren solcher Einsturzbecken ist das Romanische Mittelmeer zusammengesetzt. Der ausgezeichnete Geologe Eduard Sueß hat bewiesen, daß der Westrand Italiens und Nordrand Siziliens nichts sind als Bruchränder, das Tyrrhenische Meer also nichts anderes als ein Einsturzfeld; noch heute sind die Erdbeben in Ischia und Kalabrien, sowie die vulkanischen Erscheinungen am Golf von Neapel und im Bereiche der liparischen Inseln und Siziliens ein Symptom für die Fortdauer dieses Einsturzprozesses. — Ebenso ist die Küste von Algier ein Bruchrand: hier sinkt noch im Gesichtsfelde des Leuchtfeuers von Algier (30 Sm. = 55 km) das Lot in eine Tiefe von 2750 m. Doch sind auch sonst ähnlich steile Böschungen bekannt, wie z. B. gleichfalls im Bereiche des Leuchtfeuers von Toulon (12 Sm. = 22 km) 2000 m gelotet werden. Die größte Tiefe des Mittelmeeres liegt zwischen Kreta und Sizilien und erreicht 3970 m; zwischen Kreta und Ägypten finden sich noch 3450 m. Das Marmormeer ist bei aller Kleinheit doch 1340 m tief, und im Schwarzen Meer wissen wir, daß die tiefste Stelle 2000 m übersteigt. Es gehören also zu diesem Mittelmeer vier große Tiefenmulden: die hesperische zwischen Sardinien und Spanien; die tyrrhenische zwischen Sardinien und Italien, die levantinische zwischen Sizilien und Ägypten, und endlich die pontische.

Vier solcher Becken zeigt auch das Amerikanische Mittelmeer. Der mexikanische Golf ist das erste derselben und erreicht in der Sigsbee-Tiefe 3875 m; das zweite und dritte Becken zwischen Kuba und Honduras hängen im Westen miteinander zusammen und sind zwei parallele Thäler von fast westöstlicher Richtung und sehr großer Tiefe, getrennt durch den flachen Rücken der Kayman-Inseln. Zwischen den letzteren und der

Yukatan-Inseln sind Tiefen von mehr als 5000 m nicht bekannt; dagegen findet sich ein schmales Thal südlich vom Kaymanrücken, das durchweg tiefer als 5000 m ist und in seiner tiefsten Stelle, der Bartlett-Tiefe, nur 20 Sm. oder 37 km von Groß-Kayman entfernt, bei einer mittleren Böschung von $9^1/_2{}^0$ 6270 m erreicht; der südöstlich hiervon gelegene Gipfel der Insel Jamaica, der 2570 m Meereshöhe besitzt, erhebt sich demnach 8840 m über den benachbarten Meeresboden.*) Auch zwischen Santiago de Cuba und Jamaica sind noch 5500 m gelotet. — Das vierte Tiefenbecken deckt sich nahezu mit dem Karibischen Meer und scheint in seinem nordöstlichen Teil, in der Nähe von Hayti und Puertorico die Maximaltiefen zu besitzen, die nicht ganz 5000 m betragen. Die Straßen zwischen den Antillen sind erheblich flacher, die Windward-Passage zwischen Cuba und Hayti hat 1450 m, die Monastraße zwischen Hayti nnd Puertorico hat nur 475 m und zwischen den kleinen Antillen sind die zahlreichen Straßen nicht tiefer als die Windwardpassage, so daß das Karibische Meer nur mit einer Oberflächenschicht von 1450 m mit dem benachbarten Atlantischen Ozean in Zusammenhang steht. Dabei fallen allgemein die Tiefen binnenwärts dieser vulkanischen Inselkette schneller und steiler ab, als nach außen in den Ozean, weshalb man auch hier an einen Bruchrand denken darf, an dem entlang die Inselvulkane aufgestiegen sind.

Noch typischer sind diese steilufrigen Trogmulden mit relativ flachen Straßen zum Ozean hinaus im Australasiatischen Mittelmeer entwickelt. Die größte ist die Chinasee zwischen Borneo und Südchina, im Maximum 3840 m messend; die Straße zwischen Formosa und Luzon ist dabei nicht über 1500 m tief. Als zweites Becken reiht die Sulusee nach Südosten sich an, zwischen Palawan und den Suluinseln; sie ist bis 4660 m tief, aber gegen die Nachbarmeere bis 730 m abgesperrt. Die Celebessee folgt

*) Bekanntlich ist der Gaurisankar im Himalaya gerade 8840 m hoch.

als drittes Becken mit 4755 m größter Tiefe; die Thorschwelle zum Pazifischen Ozean hat ca. 1300 m Tiefe. Ein viertes größeres und tieferes Becken bildet die Bandasee zwischen Celebes, Timor und den Bandainseln, meist nahe an 5000 m, in seinem östlichsten Teil bei den Bandainseln 5100 m tief, gegen die Nachbarmeere aber bis auf 1700 m abgeschlossen. Endlich ist das kleine Becken der Savusee zwischen Timor, Flores und Sumba bis 3760 m tief und unterhalb 1500 m gegen den Indischen Ozean abgeschlossen. Auch in diesen australasiatischen Tiefenbecken haben wir steile Uferböschungen: so erhebt sich der Gunong (Vulkan) Api so schroff mitten in dem Bandabecken, daß 9 Sm. oder 16 km östlich davon schon 4940 m gefunden werden, d. h. eine mittlere Böschung von $16^1/_2{}^0$, wie bei den Korallenriffen der Bermudas. Einige andere Böschungen von 10^0 finden sich mehrfach, der steilste Abfall aber an der Nordküste von Timor*), wo einmal in 5,4 km Abstand vom Felsufer eine Lotung von 2725 m verzeichnet ist, woraus sich eine Böschung von 29^0 berechnen läßt. Diese Steilabfälle in Verbindung mit den allgemein verbreiteten vulkanischen Erscheinungen lassen in jenen Tiefenmulden mit Recht nichts anderes als große Einsturzbecken erkennen.

Das Arktische Mittelmeer scheint nur eine deutlich ausgeprägte Tiefenmulde zu besitzen, die Nordmeertiefe zwischen Spitzbergen und Grönland, die im Maximum 4850 m mißt,**) und in zwei flacheren Zungen zu beiden Seiten von Jan Mayen nach Süden greift. Vom Atlantischen Ozean ist aber auch diese Tiefenmulde durch einen nirgends über 600, meist aber nur 500 m tiefen, ziemlich breiten Rücken, den Wyville Thomson-Rücken, abgeschieden, der von Ostgrönland nach Island und von Island über die Farör nach Schottland hinüberführt; wir

*) Zwischen dem Hafen Dilhi und der Kambinginsel.

**) In $78^1/_2{}^0$ n. Br. und $2^1/_2{}^0$ ö. L. gelotet von Kapt. v. Otter auf dem schwedischen Schiff „Sofia“ 1868.

haben desselben bereits früher gedacht (Kap. I, S. 15) und auch die Tiefe des Davisthores damals zu 730 m und der Beringstraße zu 50 m angegeben. — Es ist nicht unmöglich, daß sich westlich vom Parry-Archipel und nördlich vom Alaskaterritorium eine zweite Tiefenmulde befindet, denn im Sommer 1850 fand Kapt. Collinson bei seinem Versuche hier nordostwärts vorzudringen einen tief und steil (von 120 auf mehr als 250 m in wenigen Stunden) abfallenden Meeresboden unweit von Kap Barrow. —

Die Tiefseebecken der offenen Ozeane wollen wir hier, um nicht durch Details und trockene Zahlenreihen zu ermüden, nur in ihren großen Grundzügen zu beschreiben versuchen; ihre Gliederung und Anordnung ist auch eigentlich sehr einfach.

Schon im Atlantischen Ozean, dessen nördlichen Teil wir am besten kennen, tritt uns ein auch bei den andern beiden Ozeanen wiederkehrender Charakterzug entgegen: die größten Tiefen über 5 und 6000 m liegen nicht in der Mitte, sondern näher den Rändern, während in der Mitte wie in den polaren Teilen der Ozeane geringere Tiefen, die 4000 m nicht überschreiten, auftreten.

So trennt im Nordatlantischen Ozean eine von Island her kommende über das Kabelplateau und die Azoren in Sförmiger Krümmung bis an den Wendekreis als „atlantisches Plateau“ und „Delphinrücken“ sich erstreckende Bodenschwelle von meist weniger als 3000 m Tiefe die beiden randständigen langen Tiefenmulden, die „östliche“ und die „westliche Azorenrinne“, wie sie Neumayer genannt hat. Die größten Tiefen der östlichen Rinne erreichen 6000 m nicht; 230 Sm. (425 km) westlich vom spanischen Kap Finisterre hat Freiherr v. Schleinitz von Bord der „Gazelle“ 5100 m gelotet, während im Osten der Delphinschwelle die Challengerexpedition 5420 m fand. Die westliche Rinne hat mehrfach Tiefen von mehr als 6000 m, so südlich von der Neufundlandbank, östlich und westlich von den Bermudas; sie vertieft sich aber als sogen. „Virginentiefe“

in der Nähe der Antillen bis zu 8340 m: und zwar liegt diese tiefste Stelle des Atlantischen Ozeans nur 100 Sm. oder 180 km nördlich von Puertorico, wo Kapt. Brownson vom V. S. D. Blake, sie am 27. Januar 1883 auffand, nachdem schon fast zehn Jahre vorher die Challengerexpedition unweit dieser Stelle 7100 m gelotet hatte.

Wie es scheint, setzt die Delphinschwelle als ein flachgewölbtes Rückgrat sich auch durch den tropischen und südhemisphärischen Teil des Atlantischen Ozeans südwärts fort. Neumayer nimmt nach Wyville Thomsons Vorgange einen solchen Zusammenhang des „äquatorialen Rückens" über die St. Paulsinsel mit dem Delphinrücken nach Norden und dem langen südatlantischen Rücken nach Süden hin an, welch letzterer durch die Inseln Ascension, St. Helena und Tristan da Cunha markiert ist und durchweg weniger als 4000 m, vielfach nicht 3000 m tief liegt. (Vgl. die Karte S. 33.)

Im Westen dieses Rückens haben wir in der Nähe der Trinidadinsel die tiefste Depression dieses sogen. „Brasilianischen Beckens": die Trinidadtiefe ist von Kapt. Schley, V. S. S. Essex (1878) zu 6010 m bestimmt worden. Große über 5000 m reichende Tiefen finden sich noch weiter südwärts über die Breite der Laplatamündung hinaus.

Im Osten des zentralen Rückens haben wir noch nördlich vom Äquator die Kapverdentiefe mit 6015 m, im November 1879 von dem V. S. D. „Wachusett" gelotet. Zwischen St. Helena und Westafrika finden wir dann im Benguelabecken 5600 m (V. S. S. Essex), und auch sonst Tiefen von mehr als 5000 m, wie die „Gazelle" erwies.

Wichtig für die Wärmeverhältnisse der Tiefsee ist es nun, daß diese Benguelatiefe durch eine zwischen 3000 und 3500 m tiefe Bodenschwelle, die von Tristan da Cunha her nach Lüderitzland hin verläuft, und auf die wir bei späterer Gelegenheit wieder zurück kommen werden, nach Süden hin abgesperrt ist.

Der Indische Ozean ist in seinen Tiefenverhältnissen,

noch recht wenig bekannt. Die ganze südliche Hälfte ist zum größten Teil erst durch die deutsche Expedition der „Gazelle“ aufgeklärt worden, während der Challenger in den Breiten südlich von Kerguelen thätig war. Danach sind südwärts einer Linie vom Kap der Guten Hoffnung über St. Paul nach Cap Leeuwin (der Südwestspitze Australiens) Tiefen von mehr als 4000 m nicht vorhanden. Ebenso sind in der ganzen westlichen Hälfte westlich vom Meridian von Cap Comorin nirgends Tiefen von 5000 m bekannt; dagegen werden diese in der Nähe des Sundaarchipels mehrfach überschritten. Nachdem schon Freiherr v. Schleinitz mit der „Gazelle“ zwischen Java und Australien, aber näher dem letzteren, 5525 m gelotet, ist erst kürzlich (1883) durch das amerikanische Schiff „Enterprise“ bei Sumatra und zwar nur 100 km vom nächsten Land (der Trieste Insel des Mentawi-Archipels) entfernt, die Tiefe von 5665 m, als die größte bisher bekannte des Indischen Ozeans, aufgefunden worden. — Die Tiefen zwischen Mauritius und Australien, zwischen 10° und 30° s. Br., sind immer noch ganz unbekannt. Interessant sind die großen, über 4400 m betragenden Tiefen, die man zwischen den Seychellen und den Laccadiv-Inseln mehrfach konstatiert hat. Gerade hier hat man ein erst in der Tertiärzeit versunkenes Festland angenommen (die sogen. Lemuria), welches nicht nur als Heimat der Halbaffen, sondern zeitweilig als das „Paradies“ des Menschengeschlechts gegolten hat. Die großen Meerestiefen sprechen entschieden gegen alle solche Hypothesen.

Im Pazifischen Ozean müssen wir den Tiefenverhältnisse nach zwei Hälften unterscheiden, die etwa durch eine Linie von Yedo (Japan) nach Kap Horn zu trennen wären. Die südwestliche ist reicher gegliedert, zeigt zahllose Inseln, die auf gemeinsamen Bodenschwellen aufsitzen, dazwischen sind Becken und Thäler von über 4500 m eingesenkt. Die größten liegen zwischen Neuseeland und Ostaustralien, nahe am letzteren 4840 m tief; ferner zwischen den Fidschi-Inseln und Neu-Kaledonien

(4900 m); nördlich von Neu-Guinea (4850); zwischen den Palau-Inseln und Mindanao (nahe diesem 4700 m); und endlich zwischen den Philippinen und Japan einerseits und den Bonin- und Marianen-Inseln andererseits die größte Mulde, die unmittelbar an der japanischen Küste 4890 m, aber südlich der Marianeninsel Guam als Challengertiefe 8370 m erreicht. Eine Reihe kleinerer Mulden sind noch durch die „Tuskarora“ zwischen den Fidschi- und Sandwich-Inseln bekannt geworden, worunter die Millertiefe von über 6300 m.

Der inselfreiere Nordosten des Pazifischen Ozeans zeigt im nordhemisphärischen Teil fast durchweg ganz bedeutende Tiefen, meist über 5000 m, und in der großen „Tuskarora-Tiefe“ seines nordwestlichsten Teils eine große Fläche von über 6000 m, die größte Tiefe wieder randständig mit **8515** m, nämlich nur 200 km östlich der Kurilen-Insel Urup. Es ist dort nicht nur die größte von Kapt. Belknap an Bord der Tuskarora 1874 im Pazifischen Ozean aufgefundene Depression, sondern überhaupt die größte bisher bekannt gewordene Meerestiefe. Noch nahe an den Alëuten sind damals über 7000 m, nahe an der Halbinsel Aljaska über 6000 m gelotet worden. Große Tiefen sind auch entlang der ganzen Westküste Zentral- und Südamerikas bis zum südlichen Wendekreis von amerikanischen Schiffen gefunden worden, meist über 5000 m in noch nicht 150 km Abstand vom Festland: die größte Tiefe mit **6250** m auf der Höhe von Callao (Kapt. Belknap 1881). Im südöstlichen Teile des Pazifischen Ozeans sind dagegen durch den englischen Dampfer „Alert“ zwischen dem Paumotu-Archipel und Chile große Flächen von weniger als 4000 m aufgedeckt worden, während zwischen dem genannten Archipel und Neuseeland die „Gazelle“ einmal 5420 m gefunden hat. In den höheren Breiten, bis in der Nähe des antarktischen Eises, dagegen nehmen die Tiefen ganz allgemein ab und erreichen vielfach nicht 2000 m.

Vergleichen wir diese Tiefenzahlen mit den Höhenwerten,

welche den Erhebungen des festen Landes über den Meeresspiegel zukommen, so ist ein ganz erheblicher Unterschied zwischen beiden vorhanden. Es sinken unzweifelhaft unvergleichlich viel größere Flächenanteile des Weltmeeres unter ein Niveau von 3000 m herab, als sich Festlandteile über 3000 m erheben, und letztere Höhen sind Kämme oder Spitzen, vielleicht mehr oder wenig durchfurchte Plateaus, während jene Meerestiefen in Mulden von mehreren tausend qkm Fläche mit nahezu ebenem Boden aufgefunden werden. Die Maximaltiefe des Weltmeeres, die Tuscaroratiefe, hat 8515 m, die höchste Kulmination des Himalaya 8840 m, also diese Extreme sind jedenfalls von derselben Größenordnung. Von den mittleren Höhen der Festlande und der mittleren Tiefe des Weltmeeres aber gilt das ganz und gar nicht.

Ein Versuch, die mittlere Tiefe der großen Ozeane zu berechnen, setzt, wie aus der oben gegebenen Beschreibung ihrer durchaus sanft geformten, fast ebenen Bodengestalt hervorgeht, keine so große Anzahl von Tieflotungen voraus, wie sie zur Berechnung der mittleren Höhe eines Kontinentes an Höhenmessungen erforderlich ist. Dennoch können solche Berechnungen nur angenäherte Werte liefern, da noch erhebliche Teile des Weltmeeres nicht mit dem Lot durchforscht sind. Unter diesem (eigentlich selbstverständlichen) Vorbehalt ergiebt sich die mittlere Tiefe des Atlantischen Ozeans zu 3680 m, des Indischen zu 3340, des Pazifischen zu 3890 m, und als Mittel der offenen Ozeane überhaupt eine Tiefe von 3700 m.

Hierbei sind die Nebenmeere nicht mitgerechnet: diese werden, weil sie die innigeren Durchdringungen von Land und Meer vorstellen, auch eine geringere mittlere Tiefe ergeben. So berechnen wir für das Romanische Mittelmeer 1340 m, das Amerikanische 1830 m und das Australasiatische 890 m. Das Arktische ist nur etwa zu $^2/_3$ seines Raumes erforscht und ergiebt für diesen Teil eine mittlere Tiefe von fast genau 1000 m, welcher Wert auch für das Ganze gelten darf. So haben wir

als mittlere Tiefe der vier interkontinentalen Mittelmeere 1150 m, also nur $^1/_3$ der mittleren Tiefe der offenen Ozeane.

Noch geringere Werte finden wir bei den kleineren (intrakontinentalen) Mittelmeeren; nämlich für das

Baltische	67 m
Rote	444 „
Persische	37 „
Hudsonsche	375 „

und als Durchschnitt aller dieser 304 m. Es kommt in dieser Zahl das große Areal der Hudsonsbai ausschlaggebend ins Gewicht, denn diese besitzt allein eine Fläche, welche derjenigen aller anderen drei kleinen Mittelmeere nahezu gleichkommt. Die Tiefe der Hudsonsbai wird durch die der Fjordstraßen zwischen den arktischen Inseln so beträchtlich, während das Rote Meer an sich eine verhältnismäßig tiefe Mulde zwischen Nubien und Arabien bildet: die größte Depression beträgt sogar 1930 m.

Alle acht Mittelmeere zusammengenommen haben eine Durchschnittstiefe von 1100 m, und beinahe genau denselben Wert erhalten wir als Mitteltiefe aller Randmeere, nämlich 1085 m. Es giebt sehr flache Randmeere, wie die folgenden drei:

Nordsee	89 m
Britisches Rdm.	86 „
Ostchinesisches	121 „
Laurentisches	290 „

Mäßig tief ist das Andamanische mit 690 m, dagegen sind erheblich tiefer die großen Pazifischen Nebenmeere:

das Kalifornische Randmeer	1120 m
„ Beringsche	1000 „
„ Ochotskische	1260 „
„ Japanische	1600 „

Wir haben also nunmehr folgende Hauptteile des Weltmeeres:

	Areal: qkm	Volum: Kubik-Kilom.	Mittl. Tiefe
Die drei großen Ozeane	313,39 Mill.	1161,94 Mill.	3700 m.
Die Mittelmeere	32,11 „	35,01 „	1100 „
Die Randmeere	8,08 „	8,60 „	1085 „
Zusammen	353,58 „	1205,55 „	3410 „

Während das Areal der Nebenmeere sich zu dem der Ozeane verhält wie 1 zu 7,8, verhalten sich die Volumina wie 1 zu 26. In der Summe ist aber noch nicht die ganze irdische Wasserdecke enthalten, da das Antarktische Meer noch fehlt. Wir geben ihm nach den bei einer früheren Gelegenheit (S. 3) auseinandergesetzten Prinzipien ein hypothetisches Areal von 14,4 Mill. qkm und dürfen seine mittlere Tiefe nicht wohl nach dem Maßstabe der offenen Ozeane abschätzen. Denn die Indizien sind sehr zahlreich, daß der antarktische Raum zu den inselreicheren und flacheren Meeresräumen gehört, wie denn auch in der Nähe der Eiskante nur Tiefen von 7—800 m gefunden worden sind. Wir geben ihm wie den „Nebenmeeren" eine Mitteltiefe von 1100 m und erhalten alsdann folgende angenäherte Werte für das ganze Weltmeer:

die mittlere Tiefe	=	3320 m
das Areal	=	368 Millionen qkm
das Volumen	=	1220 Millionen cbkm

Durch den Effekt der flacheren Nebenmeere wird, wie man sieht, die für den offenen Ozean geltende Tiefe von 3700 m um 380 m verkürzt.

Diese Ziffern sind in ihrer ganzen Tragweite erst dann zu verstehen, wenn wir die entsprechenden Werte für die Kontinente daneben halten. Man kann gegenwärtig die mittlere Höhe allen Landes zu 665 m annehmen, wobei Europa mit 300 m, Australien mit 365 und Amerika mit 570 m unter diesem Mittel bleiben, Asien dagegen mit 880 m darüber hinausgeht und Afrika mit 660 m gerade dem Mittel entspricht. Bei einem Areal der Festländer von 142 Million qkm haben wir also ein Volumen von rund 95 Millionen Kubikkilometer: das ist nur $^1/_{13}$ des Inhalts aller Meeresbecken. Man hat also in den letzteren 13mal Raum genug, um alle Kontinente, soweit sie über den Meeresspiegel emporragen, hineinzuschütten. Das ist eben die Wirkung davon, daß das Weltmeer an Areal nicht nur

$2\frac{3}{4}$ mal größer ist als die Landfläche, sondern im Mittel auch noch 5 mal tiefer, als jene hoch ist.

Wir sehen also, daß weder die mittleren Höhen der Kontinente mit den mittleren Tiefen der Meere, noch die Volumina derselben von der gleichen Größenordnung sind. Das Meer dominiert durchaus.

Allein das was wir Kontinent heißen, ist ja nur der oberste Teil der gesamten „Erdfesten", soweit sie in die Luft hinausragen. Denken wir uns das Meer trocken gelegt, so würden die Erdfesten nach Humboldts Ausdruck wie gewaltige Plateaus vom Meeresboden aufsteigen. Die uns sichtbaren Festländer ruhen also auf mächtigen Sockeln, deren Höhe gleich ist der Mitteltiefe der Ozeane. Die Gesamterhebung dieser Festlandmassive oder „Erdfesten" beträgt darum (im Mittel) 3320 und 665 m, also 3985 m, und ihr Volum vom ideellen Niveau des Meeresbodens ab gerechnet 565 Millionen cbkm. Es könnten also die „Erdfesten" nur $2\frac{1}{8}$ mal in den Meeresbecken untergebracht werden. Wäre der Fall möglich, daß das Meer alles Land einschließlich der erwähnten Sockel verschlingt, und würde diese ganze feste Masse gleichmäßig am Meeresboden ausgebreitet, so wäre alsdann die ganze Erdoberfläche von Meer überdeckt und zwar würde dieses noch die erhebliche Tiefe von 2360 m besitzen, demnach so tief sein, wie die norwegischen Fjeldspitzen oder das Plateau von Quito hoch ist.

Aber was sind diese Raumgrößen gegen die kolossale Masse des ganzen Erdkörpers! Diesem wird nach Bessel und Wagner ein Volumen von etwas über 1 Billion cbkm*) zuerteilt, und davon macht der Inhalt aller Ozeane nur $\frac{1}{888}$ aus; und rechnen wir das Gewicht der ganzen Erde zu rund 6000 Trillionen Tonnen (à 1000 kg), so kommt auf die ganze Wasserdecke der Erde nur $1\frac{1}{4}$ Trillion Tonnen an Gewicht, also $\frac{1}{4780}$ des Erdgewichts — eine wahrhaft verschwindende Größe.

*) Das größte irdische Bauwerk ist bekanntlich die Cheops-Pyramide. Auf ein Kubikkilometer aber kommen 340 Cheops-Pyramiden!

Aus dem Gesagten geht hervor, daß das Meer nur als eine spärlich dünne oder flache Decke den Planeten überzieht. Beträgt der Abstand vom britischen Kanal nach New-York 5500 km, so ist dagegen gehalten die mittlere Tiefe des Atlantischen Ozeans doch nur 3,7 km oder $^1/_{1500}$ dieser Länge: ein Wasserbecken von $1^1/_2$ m Breite müßte, wenn das gleiche Verhältnis gewahrt bleiben soll, nur gerade 1 mm Tiefe erhalten. Vom Kanal nach New-York fahren auch die schnellsten Postdampfer noch 6 bis 7 Tage; eine Strecke von 3700 m aber würde ein frei fallender Körper in einer halben Minute durchmessen. Und vergleichen wir die Tiefen resp. die Höhen der Meere und Länder mit der Länge der Rotationsaxe der Erde von Pol zu Pol, so ist diese 20 000 mal größer als die mittlere Höhe der Kontinente über dem Meer, 3830 mal größer als die mittlere Tiefe der Meere und 3200 mal größer als die mittlere Erhebung der Erdfesten über den Meeresboden: so winzig sind in Wahrheit die für menschliche Begriffe so enorm erscheinenden Unebenheiten der Erdrinde!

4. Die Bodensedimente.

Schon die Alten bedienten sich bei ihrer Küstenschiffahrt des Lotes, nicht bloß um die Tiefen zu bestimmen und sich dadurch vor Gefahren zu sichern, sondern auch um über die Beschaffenheit des Grundes und damit über den Schiffsort sich zu orientieren. In dieser Beziehung ist eine bei Herodot erhaltene Notiz, auf die wir bereits oben einmal angespielt haben, von höchstem Interesse. Nämlich sich mit der Frage nach der Entstehung des Nildeltas beschäftigend, sagt er: „wenn man das Land angesegelt und noch eine Tagereise davon entfernt ist, so wird man beim Loten Schlick heraufholen und 11 Faden Tiefe finden; so weit hinaus also reichen anscheinend die Anschwemmungen des Landes.“ Der griechische Seefahrer wußte also, sobald er beim Loten, nördlich vom Nildelta, auf 11 Faden Wasser Schlickgrund fand, daß er noch eine Tagereise vor sich hatte;

denn auf diesem praktisch-nautischen Wege ist jene von Herodot gemeldete Thatsache gewonnen worden, nicht etwa aus wissenschaftlichem Interesse, in diesem hat erst Herodot sie verwertet.

Dieses Hilfsmittel der Küstenschiffahrt ist seitdem bis auf den heutigen Tag sehr beliebt geblieben; und wenn unsere Finkenwärder oder Bremerhavener Fischer in die Nordsee hinausgehen weit außer Sicht des Landes bis auf die Doggerbank, so wissen sie auch ohne astronomische Beobachtungen ihren Schiffsort genau genug zu bestimmen, indem ihnen ihr gut mit Talg bestrichenes Bleilot eine Bodenprobe heraufbringt und sie über die Wassertiefe belehrt.

Auch das, ebenfalls schon früher erwähnte, von Koopmann und Breusing herausgegebene hanseatische „Seebuch" aus dem fünfzehnten Jahrhundert, enthält eine Menge solcher Fingerzeige. Da ist genaueste Auskunft gegeben, ob der Grund aus Schlamm oder Schlick oder Sand besteht, ob dieser großkörnig, grobkörnig oder kleinkörnig, ob er weiß, greis, grau, schwarz oder rot ist, ob Steine darunter gemengt sind und welche Farbe diese haben, ob sie klein „wie Wicken" oder so groß „wie Bohnen" sind, ob Sandkörner und Steine scharfkantig sind oder abgerundet, so daß sie „sich milde anfühlen", ob sich zwischen dem Sande und den Steinen Muschelschalen finden und welcher Art diese sind, oder ob der Sand mit fettiger Erde, mit „Mergelbrei" gemengt ist. Wo eigentümliche, nicht zu verwechselnde Kennzeichen auftreten, wird nicht versäumt, darauf aufmerksam zu machen, so z. B. weiß das Seebuch schon ebenso bestimmt wie das neueste englische Segelhandbuch, daß man die Insel Ouessant*) recht Ost von sich hat, wenn der Grund aus lauter kleinen, länglichen Nadeln besteht, die dem Kaff oder den Grannen der Kornähren gleichen. — Genau so detaillierte Unterscheidungen der Bodenproben werden auch in den modernen

*) Diese Insel liegt südlich vom Eingange in den britischen Kanal und ist darum ein wichtiger Ansegelungspunkt.

Segelhandbüchern gebracht und auf den Seekarten selbst durch geeignete Abkürzungen verzeichnet.

In den flacheren europäischen Meeren, wie in der Ostsee und Nordsee, herrscht der Sand vor; in der östlichen Ostsee vielfach mit Steinen der verschiedensten Größe vermengt, im bottnischen oder finnischen Golf kommen solche von mehreren Kubikmetern Größe nicht selten vor. Diese mögen zum Teil aus der Eiszeit her sich erhalten haben, zum größeren Teil aber werden sie in jedem Frühjahr von den Küsten her mit dem Eise, an welchem oder unter welchem sie eingefroren sind, weit hinaus verfrachtet, und zwar um so weiter, je kleiner sie sind. Diesen Ursprung haben auch die im Sunde bei Kopenhagen so häufigen Steine. Der Geologe Forchhammer hat berichtet, und es ist ihm vielfach nacherzählt worden, daß 37 Jahre, nachdem ein englisches Kriegsschiff 1807 bei Kopenhagen in die Luft geflogen war, auf dessen Wrack zwischen den beiden Decks ein dichtes Lager von großen Blöcken, stellenweise sogar übereinandergetürmt, sich vorfand. Der Taucher äußerte damals, daß er noch in allen im Sunde gesunkenen Schiffen solche Steine gefunden habe. Es ist gar keine Frage, daß diese durch das Treibeis vielleicht recht weit her aus der nördlichen Ostsee dahin getragen worden sind.

Viele Steingründe in der Ostsee haben indes einen andern Ursprung: sie sind die Überreste im Meer versunkener Inseln. Sie finden sich höchst zahlreich entlang der südlichen Ostseeküste, die größten aber liegen weiter hinaus, wie der Adlergrund zwischen Rügen und Bornholm und die Oderbank nördlich von Swinemünde, welche beide die Schiffahrt für tiefgehende Fahrzeuge gefährlich machen.

In der Nordsee fehlen solche lose liegende größere Steine ganz; sie kommen nur in Gestalt von sehr grobem Kies vor. Außerdem aber sind in der Nordsee auch Stellen vorhanden, die einen harten felsartigen Boden unbedeckt von weichem Sediment zeigen, so z. B. Borkum Riffgrund, der sich über 70 km

weit in Nordwestrichtung von den Emsmündungen her hinaus erstreckt.

Grundproben aus großen Meerestiefen konnten erst dann erhalten werden, nachdem die Technik der Tiefseelotungen einigermaßen entwickelt war. Der erste gelungene Versuch rührt von Roß her (s. S. 37), welcher aus 1960 m Tiefe in der Baffinsbai eine Menge feinen grünlichen Grundschlamm heraufholte (1818). Aber diese Leistung blieb ganz vereinzelt, bis die Erfindung von Brooke's Lot es ermöglichte, auf bequeme Weise Grundproben heraufzuziehen, indem man den das Kugelgewicht durchbohrenden Stab an seinem unteren Ende hohl machte; das Hydralot verschließt diese Öffnung mit einem sogen. Schmetterlingsventil. So sind denn auf diesem Wege eine Menge von Grundproben aus der eigentlichen Tiefsee bekannt geworden.

Der Geologe der Challenger-Expedition, Murray, unterscheidet nach seinen Beobachtungen zweierlei Hauptgruppen von Bodensedimenten: solche, die eine Einwirkung der nahen Festland- oder Inselküste zeigen, also litorale Sedimente, und solche die eigentliche Tiefseebildungen vorstellen.

Die litoralen Sedimente treten zumeist als weiche Schlickbildungen auf, die nur örtlich und selten in etwas steiferen Thon übergehen. Die Farbe wechselt von blau, grün bis rot. Wo alte kristallinische Gesteine auf dem nahen Lande vorkommen, zeigen die Küstenablagerungen mehr blaue und grüne Farben, und zwar je tiefer, desto blauer erscheinen sie, zuletzt fast eine dunkle Schieferfarbe annehmend; ihre untere Grenze liegt bei 1200 bis 1300 m, und ihr Abstand von der Küste kann 2 bis 300 km betragen. Eingebettet in dem Schlick zeigen sich häufig Stücke von Holz, Früchte und Teile von solchen, sowie Blätter von Bäumen, welche mit dem Flußwasser eingeschwemmt sind. Von grünem oder blauem Schlick sind die meisten vom Challenger berührten ozeanischen Küsten umgeben, ebenso sind die abgeschlossenen Tiefenbecken der Mittelmeere davon erfüllt: hier

sind also auch die größten Tiefen bis 6000 m hinab durch litorale Sedimente bezeichnet.

Lokale Modifikationen in der Farbe des Schlicks sind leicht aufzuklären. Im Umkreise vulkanischer Inseln wird der Schlick sandiger, die Farbe mehr grau bis schwarz oder schieferfarben, was den erheblichen Beimengungen von Bimsstein, Aschen und Lavabrocken zuzuschreiben ist. Aus der Zersetzung dieser Stoffe rührt auch der gleichfalls häufige Mangangehalt dieser Sedimente her. — Roter Schlick findet sich an der brasilischen Küste und ist jedenfalls aus den südamerikanischen Flüssen herzuleiten, die das rote Lateritgestein, welches das Innere des Landes vorzugsweise überdeckt, erodieren und auswaschen. — Bei den Korallen-inseln finden wir natürlich den aus den zerkleinerten und gepulverten Kalkgerüsten der Riffe herrührenden weißlichen Korallenschlamm. Um die so steil abfallenden Bermudasinseln herum bedeckt er den Boden noch in 4600 m Tiefe. Je tiefer er liegt, desto mehr nimmt er eine rosa Färbung an, wobei der Kalkgehalt ab-, der Thongehalt zunimmt, bis er endlich in den tiefroten Tiefseethon übergeht. Wie weit hinaus solcher Korallenschlamm geführt werden kann, zeigt sein Vorkommen an der tiefsten Stelle des Atlantischen Ozeans, in der Virginentiefe (8340 m tief und 180 km vom Land entfernt). Natürlich hat er seine Hauptverbreitung im Korallenmeer des Pazifischen Ozeans.

Die eigentlichen Tiefsee-Sedimente können wir erstlich in solche einteilen, die vorherrschend aus den Schalen kleiner Organismen bestehen und zweitens in die ganz amorphen und zäheren, konsistenteren Tiefseethone. Unter die ersteren reihen wir den Globigerinen-, den Radiolarien- und den Diatomeenschlamm.

Die Radiolarien und Globigerinen gehören zu den am niedrigsten organisierten Tierformen (den Rhizopoden), und zwar gehören die Globigerinen zur Familie der Foraminiferen. Die ersteren, auch Gittertiere genannt, haben in ihrem Innern ein mehr kugeliges gegittertes Kieselgerüst mit strahlenförmig

daran gesetzten weit herausragenden Stacheln; die Globigerinen dagegen ein schneckenartig gekammertes inneres Gehäuse von kohlensaurem Kalk (also nicht Kiesel), das nicht bei allen Formen Stacheln trägt und um welches die schleimige Sarcode-Masse sich herumlagert, zugleich in zahllosen feinen und langen Fädchen nach außen ausstrahlend. Beide Tierformen von mikroskopischer Kleinheit und schwierig zu fangen, leben durcheinander an der Oberfläche in Massen und nach ihrem Tode fallen die Kalk- oder Kieselgerüste auf den Boden nieder: je nachdem im Schlick die Globigerinen oder die Radiolarien überwiegen, wird derselbe benannt. (Vgl. die Abbildungen S. 82—85.)

Dieser organische Kalk- oder Kieselschlamm von weißer grauer bis grünlicher oder gelblicher, bisweilen auch rötlicher oder bräunlicher Färbung, bedeckt fast ausnahmslos die sanft geformten Rücken in der Mitte der Ozeane, bis etwa 3300 m Tiefe. In größerer Tiefe kommt er nicht selten auch noch vor, meist aber verdrängt ihn der Tiefseethon. Wie es scheint, sind die kieselhaltigen Schlickflächen an Areal kleiner als die kalkhaltigen; erstere beherrschen namentlich den Pazifischen Ozean in der Äquatorialgegend. Beide Schlickarten kommen niemals in den abgeschlossenen Becken der Mittelmeere vor. Nur die tiefe Einmuldung des „Europäischen Nordmeeres" westlich von Norwegen macht eine Ausnahme; nach Mohn besteht der Boden daselbst aus gelblichem Foraminiferenschlamm.

In den hohen südlichen Breiten werden diese Tierschalen ersetzt durch die Kieselpanzer einzelliger mikroskopischer Algen, der sogen. Diatomeen, die einen blaß-strohfarbigen Schlamm liefern, mit nur einzelnen Radiolarien oder Globigerinen. In der Nähe der Eisbarriere der hohen südlichen Breiten fand die Challenger-Expedition schon ganz litorale Ablagerungen, von mehr thoniger Natur mit zahlreichen größeren und kleinen Steinchen darin. —

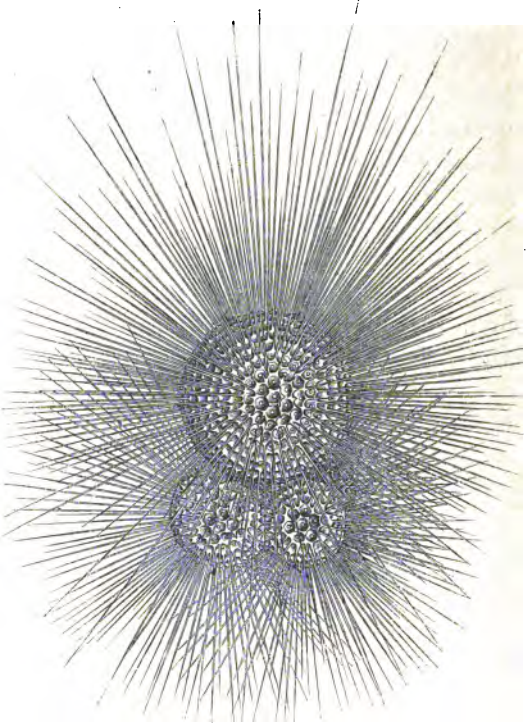
Die Ursache, weshalb die größeren über 4000 m messenden Tiefen im offenen Ozean weitaus vorherrschend nicht auch von

jenem organischen Schlamm bedeckt sind, sondern vom festeren roten Tiefseethon, ist noch keineswegs sicher gestellt. Dieser Thon ist von grauer oder roter bis schokoladebrauner Farbe und läßt zwar häufig so gut wie gar keine Beimengung von kohlensaurem Kalk wahrnehmen, meist aber sind Globigerinenschalen vereinzelt und Kieselschalen in untergeordneten Mengen darin vorhanden. Murray fand unter dem Mikroskop außer vulkanischen Aschenteilen und Bimsstein, also feldspatreichen, bei ihrer Zersetzung Thon liefernde Stoffen, besonders häufig Braunstein (Mangansuperoxyd), der bei den Lotungen bisweilen in hühnereigroßen Knollen heraufgebracht wurde. Aber solche vulkanischen Stoffe, samt dem Mangan sind in unwesentlichen aber deutlichen Mengen, ebenso wie Quarzkörnchen und Glimmersplitter überall im Meer verbreitet, sie fehlen weder den litoralen noch den organischen Schlamm- und Schlickbildungen; wir kommen darauf noch zurück. Merkwürdig ist aber folgender Umstand, dessen Bedeutsamkeit Murray nicht verkennt.

Fernab vom Land liegen im Tiefseethon häufig verstreut die Zähne von Haifischen, Knochen und Knochenteile von Walfischen (namentlich Gehörknöchelchen) und von Schildkröten. Diese, namentlich die Haifischzähne und die Gehörknöchelchen sind regelmäßig von einer mehr oder weniger dicken Manganschicht überzogen und zwar fanden sich in den Grundproben Exemplare mit solchen Rinden von über zwei cm Dicke unmittelbar neben anderen, die noch gar nicht inkrustiert waren. Dieser Inkrustations-Prozeß ist stets ein sehr langsamer, und wenn frische und überzogene Knochen so nahe aneinander vorkommen, so können sich die Tiefseesedimente nur sehr langsam ablagern. Im organischen Kalk- oder Kieselschlamm sind vom Lot solche Haifischzähne nur zweimal, Gehörknöchelchen nur einmal heraufgebracht worden, in den Küstenablagerungen scheinen sie ebenso selten zu sein; da liegt in der That der Schluß sehr nahe, daß in diesen Gebieten ein schnellere Ablagerung vor sich sich geht, in welcher die doch nur vereinzelt

fallenden Zähne und Knöchelchen sehr bald verdeckt werden. Was hindert nun aber, daß die an der Meeresoberfläche überall so zahlreichen Globigerinen und Radiolarien nicht ebensogut in den über 4000 m messenden Tiefseemulden zur Ablagerung ge-

Fig. 25.

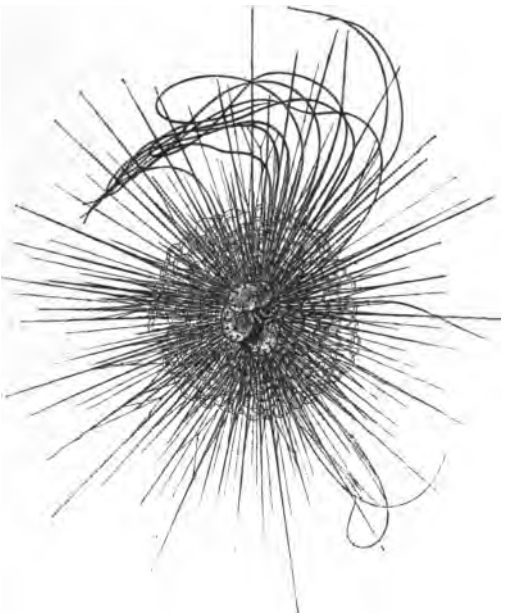


Globigerina bulloides.

langen, wie sie das auf den 2—4000 m tiefen Stellen zwischen jenen Mulden so reichlich thun? Erreicht denn der auf letzteren wahrscheinlich vorhandene stetige Regen von Globigerinenschalen und Kieselgerüsten dort den Boden nicht? Was vernichtet sie unterwegs? Hier sind unserer Kenntnis offenbar noch wichtige

Thatsachen verborgen, die künftigen Forschungen aufzuhellen vorbehalten bleibt.*) Sind doch die roten Thone die unzweifelhaft ausgedehntesten Tiefseeablagerungen!

Fig. 26.



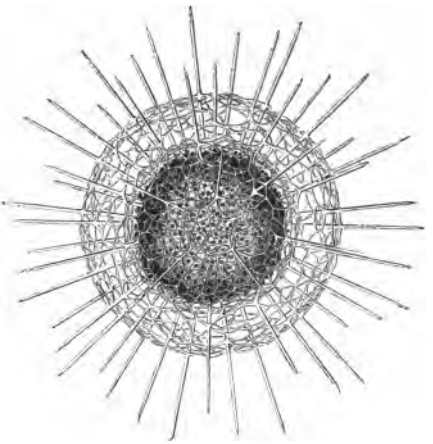
Hastigerina Murrayi (in 5 maliger Vergrößerung).

Jeder Leser weiß, daß die weiße Schreibkreide nichts anderes ist, als eine Ansammlung von mikroskopisch kleinen Kalkschalen

*) In einer kürzlich erschienenen Abhandlung spricht Murray die Überzeugung aus, daß die Kalkschalen durch die Kohlensäure aufgelöst würden, die überall im Meerwasser verteilt ist. Diese Ansicht wird dadurch gestützt, daß das Meerwasser aus sehr großen Tiefen thatsächlich reicher an kohlensaurem Kalk gefunden worden ist, als in geringeren Tiefen. Ebenso vielfach auch in den Becken der Mittelmeere, die wie oben bemerkt, gleichfalls ja des Foraminiferenschlammes entbehren. Aber sollte die Lösung in der Tiefe nicht längst eine gesättigte sein? Sobald die Sättigung erreicht ist, müßte doch kohlensaurer Kalk in irgend einer Gestalt wieder abgeschieden werden. —

die gleichfalls von Foraminiferen herrühren: die Kreide ist also in ähnlicher Weise entstanden wie der Globigerinenschlamm unserer Meere, nur daß damals in der Kreidezeit die Gattung der Textularien unsere heutigen Globigerinen vertrat. Außerdem aber sind noch einige andere Foraminiferenarten in beiden, nur nicht so reichlich, vorhanden und darunter 19 Arten, ebensowohl in der Kreide, wie in unserem heutigen Kalkschlamm als identisch erwiesen. Und wenn die Kreidefelsen so ausgezeichnet sind durch ihren Reichtum an Feuerstein-, d. h. Kieselsäureknollen, so kann man sehr wohl in letzteren nachträgliche Zusammenballungen der in Gestalt von Radiolarien- und Kieselalgenschalen dem ehemaligen Kalkschlamm beigemengten Kieselmengen wieder erkennen. —

Fig. 27.



Haliomma (eine Radiolarie, 100 mal vergrößert).

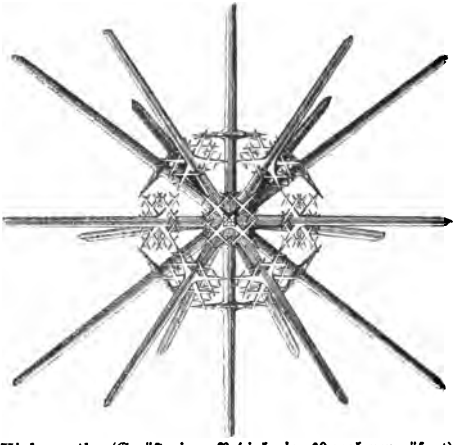
Für die roten Tiefseethone fehlen in den neueren geologischen Formationen anscheinend die äquivalenten Sedimente, solche will man erst im gewissen roten sehr mächtigen Thonschiefern der paläozoischen Zeit erkannt haben. — Dagegen sind die litoralen Sedimente in allen Modifikationen auch in den Ablagerungen der jüngeren Erdperioden leicht wiederzufinden.

Zwei Erscheinungen, welche nicht gerade entscheidende, aber doch erkennbare Einwirkungen auf die Zusammensetzung der Meeressedimente äußern, wollen wir zum Schlusse noch berühren. Das sind die unterseeischen Vulkanausbrüche und die Staubfälle, beide auf gewisse Meeresstriche beschränkt und der Gegen-

stand vieler Fabeln, freilich mehr unter den Gelehrten als unter den praktischen Seeleuten.

Es ist bekannt, daß bei einzelnen besonders großartigen Vulkanausbrüchen die ausgeworfenen Aschen, d. h. die bis in die feinsten Partikelchen zerriebene und zerblasene Lava, bis in den Bereich der oberen Luftströmungen getrieben und von diesen auf viele hundert Kilometer vom Eruptionspunkte fortgetragen worden sind. Als die gewöhnlich dafür beigebrachten Beispiele seien hier wiederholt: der Ausbruch der Tambora auf Sumbawa am 11. April 1815, einer der verheerendsten, der Holländisch-Indien je getroffen hat, wobei die Asche das 1900 km östlicher liegende Amboina erreichte; ferner die großartige Eruption des Coseguina, vom Januar 1835, die über ganz Zentralamerika ihre Wirkungen erstreckte, und deren Aschen nördlich bis Jamaica (1200 km) getragen wurden. Auch über das nördliche Europa haben bisweilen isländische Vulkanausbrüche ihre Aschenregen entsandt, so z. B. um Ostern 1875, wo solche bis nach Schweden hinein (also auch über 1200 km weit) gespürt wurden.

Fig. 28.



Xiphacantha (Gerüst einer Radiolarie, 60 mal vergrößert).

Und wer hat nicht mit Verwunderung Kenntnis genommen von den unglaublichen Fernwirkungen des großen Vulkanausbruchs in der Sundastraße am 28. und 29. August 1883, dessen gröbere Aschen über einen Umkreis von 1000 km Radius in dichten Mengen fielen und dessen feinste Lavastäubchen mit den

entwichenen Gasen zusammen in den allerhöchsten Schichten der Atmosphäre noch viele Monate lang sich schwebend erhalten und prachtvolle Dämmerungserscheinungen hervorgerufen haben!

Auf diesem Wege durch die Luft und vermittelst der verschiedenen Winde fortgeführt, können demnach vulkanische Mineralpartikelchen in großer Ferne vom Eruptionspunkte auf die Meeresoberfläche niederfallen und dann noch wieder durch Meeresströme verbreitet, endlich am Meeresboden zur Ablagerung gelangen. Daraus erklärt sich schon zum Teil die so allgemeine Verbreitung feiner Quarz- und Glimmersplitter und Bimssteinfasern in den Grundproben aller Ozeane.

Sehr viel wirksamer müssen aber unterseeische Vulkanausbrüche selbst sein, weil sie unmittelbar gröberes Material dem Ozean überliefern. Denn bei solchen wird nicht nur die flüssige Lava am Eruptionsorte selbst sich ablagern, sondern es werden auch größere und reichlichere Massen vom Bimsstein und Aschen zu Tage gefördert. Im Bereiche der großen Mittelmeere ist nun auch die submarine Vulkanthätigkeit ebenso intensiv wie die subaërische. Die südwestlich von Sizilien im Jahre 1830 unter heftigen Ausbrüchen aufgetauchte und bald darauf wieder verschwundene Insel Ferdinandea, sowie die neuerdings (1866) bei Santorin aufgetretenen Vulkaninseln sind die bekanntesten Beispiele aus dem Bereich des Romanischen Mittelmeeres. Aber solche Bildungen fehlen auch dem offenen Ozean nicht. Im Januar 1811 entstand unter starkem Aschenauswurf bei der Azoren-Insel San Miguel eine neue Insel, die Sabrina benannt, aber nur ein Jahr alt wurde, im Februar 1812 war sie wieder versunken.

Am häufigsten sind solche Eruptionen aber beobachtet im westlichen Teile des Südpazifischen Ozeans im Bereiche des sogen. Melanesischen Archipels, jener hohen Inseln, die sich östlich von Neu-Guinea bis zu den Fidschi-Inseln erstrecken.

Schon aus dem Jahre 1861 wurde von der Brigg „Wailua", nördlich von Neu-Britannien ein solches Phänomen berichtet,

wobei das Wasser in einem Strahl springbrunnenartig 50 m hoch in die Höhe geschleudert wurde. Ungleich großartiger waren die Ausbrüche im Februar 1878, worüber mehrfache Berichte vorliegen. Zunächst entstand bei der Insel Tanna (Gruppe der Neuen Hebriden) ein neuer Krater, ein zweiter gleichzeitig in der Straße zwischen Neu-Britannien und Neu-Irland, westlich der Herzog von York-Insel, wobei kolossale Massen von Bimsstein und Aschen unter ungeheurem Getöse und Lufterschütterungen ausgeworfen wurden, welche die ganze breite Meeresstraße mit einer dichten Schicht bedeckten, die stellenweise $1^1/_2$ bis $1^3/_4$ m stark war, so daß der deutsche Dampfer Pacific, Kapt. Hernsheim, genötigt wurde, umzukehren und sich der Insel von der Ostseite zu nähern. — Wenige Wochen darauf erfolgte auch in dem zwischen diesem neubritannischen Krater und dem von Tanna gelegenen Archipel der Salomo-Inseln in der Nähe der Bougainvillestraße ein unterseeischer Ausbruch, der so erhebliche Aschen- und Bimssteinmassen auf die Meeresoberfläche warf, daß das britische Schiff „Pacific Slope" vier Tage nach einander in denselben umherkreuzte. „Der Boden des Schiffes war vom Bimsstein ganz blank gescheuert und mehrere der Felder hatten das Aussehen von Inseln und waren dicht genug um den Fortgang des Schiffes zu hindern." Diese Bimssteinflächen sind dann das ganze Jahr 1878 hindurch in diesem Meeresstriche hin- und hergetrieben und von S. M. S „Ariadne" bei den Ellice- und Gilbert-Inseln, also 2600 km von der Bougainvillestraße, tagelang beobachtet worden. — Es sind aber auch vielfach ganz irrtümlicherweise vulkanische Eruptionen von Seefahrern berichtet worden, die auf irgend einer Art optischen Täuschung (auf Luftspiegelungen od. dgl.) beruht haben müssen, denn sorgfältige Untersuchungen des Meeresbodens an solchen Stellen ergaben vielfach nicht den geringsten Anhalt für solche Berichte. Als warnendes Beispiel für diese und ähnliche Täuschungen mag hier folgender Vorfall gelten. Im zentralatlantischen Ozean ist eine Stelle ausgezeichnet durch

submarine Erderschütterungen, die als Stöße den darüber segelnden Schiffen wahrnehmbar werden. Als Krusenstern im Mai 1806 auf seiner Weltumsegelung diesen Meeresstrich passierte nahm er eines Abends eine hochaufsteigende Rauchwolke in der Entfernung wahr und deutete sie als einen vulkanischen Ausbruch, ohne die Sache indes näher zu untersuchen. Dieselben Berichte wurden im Jahre 1864 aus dem gleichen Meeresstrich mehrfach wiederholt und so lange in derselben Weise gedeutet, bis bekannt wurde, daß die „Alabama", der bekannte Kreuzer der Konföderierten Staaten, zahlreiche Handelsschiffe der Unionsstaaten dort gekapert und verbrannt hatte. —

Die von der Challenger-Expedition im Nordatlantischen Ozean heraufgeholten Grundproben enthielten sehr häufig ganz winzige Quarzkörnchen, die von den Splittern vulkanischer Abkunft sich durch ihre runde abgerollte Gestalt unterschieden. Die englischen Gelehrten entschieden sich dafür, in diesen Körnchen den Niederschlag des sogen. Passat- oder Wüstenstaubes zu erkennen, der in der Gegend der Kapverdischen Inseln nicht selten vorkommt. Diese Auffassung wird noch dadurch unterstützt, daß der Globigerinenschlamm in dem oben genannten Meeresstrich sich durch seine rote Farbe bemerkbar machte, während außerhalb dieser Zone der Staubfälle die Proben eine hellgraue oder ganz weiße Farbe zeigten. Der Passatstaub bei den Kapverden ist fast regelmäßig ein rötlicher, nach den Angaben der Seeleute schwankt seine Färbung vom gelblichen Rot und Ziegelrot bis Zimmetbraun.

Schon der arabische Geograph Edrisi scheint im Jahre 1160 von diesem Charakterzug des Meeres westlich der großen afrikanischen Wüste Kenntnis gehabt zu haben, da er diesem Meeresstriche den Namen des „Dunkelmeeres" beilegte.*) Jedenfalls ist den Seeleuten die Erscheinung dieses roten Passatstaubs etwas

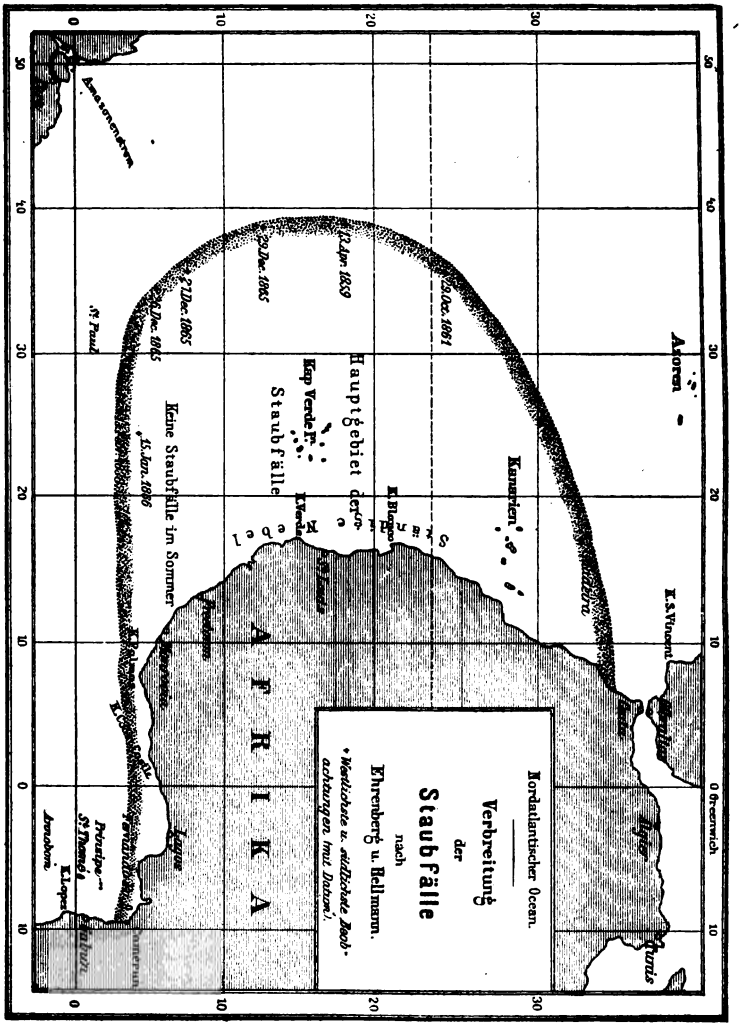
*) Nach anderer Auffassung meinte er damit nur „das Meer des Sonnenuntergangs", also das „Westliche Meer".

ganz geläufiges. In systematischer Weise sind darauf bezügliche Nachrichten aber erst von dem bekannten Akademiker Ehrenberg gesammelt worden, der leider durch seine lediglich mikroskopische Untersuchung jener Staubfälle verleitet eine unnatürliche Deutung derselben ausgesprochen hat. Während die Seeleute gewohnt waren, von „afrikanischem Staube" zu reden, fand Ehrenberg, daß in den ihm davon mitgeteilten Proben eine große Menge von Infusorien und Diatomeen südamerikanischer und europäischer, dagegen sehr wenige afrikanischer Abkunft enthalten seien, und infolgedessen leitete er diesen Passatstaub aus Südamerika her, von wo derselbe mit aufsteigenden Luftströmungen in die höheren Schichten der Atmosphäre gelangen und dann von dem dort herrschenden südwestlichen Antipassat nach Nordosten hin fortgeführt werden sollte.

Eine neuere planmäßige Untersuchung dieser Staubfälle auf Grund einer sehr großen Anzahl englischer Schiffstagebücher von Dr. G. Hellmann, hat indes der alten Auffassung der praktischen Seeleute zu ihrem nunmehr unbezweifelbaren Recht verholfen. Wie die umstehende Karte zeigt, verbreiten sich die Staubfälle in einer so deutlich an den afrikanischen Kontinent sich anschließenden Zone, und so überwiegend sind sie von östlichen Winden begleitet, daß wenn man ihrer Herkunft ohne vorgefaßte Meinung entgegengeht, man von selbst auf die Westhälfte der großen Wüste Sahara als Ursprungsort geleitet wird. Ehrenberg führte freilich immer seine Diatomeenfunde dagegen ins Feld, ohne daß er doch von den über dem westlichen Wüstengebiete lebenden mikroskopischen Organismen genaue Kenntnis haben konnte. Überdies mögen, da die meisten Proben durch Abschaben des Staubes von den Segeln erhalten wurden,*) alle

*) Die von Ehrenberg selbst empfohlene Methode Passatstaub zu sammeln, besteht darin, daß man nicht zu kleine Flocken von Baumwolle oder Watte oder dgl. an den Segeln längere Zeit exponiert und die Proben alsdann entweder sofort in gut verschlossenen und gut getrockneten Fläschchen aufhebt oder die Flocken unter reinem Wasser sorgfältig ausspült und den Bodensatz alsdann aufbewahrt.

Fig. 29.


Nordatlantischer Ocean.
Verbreitung
der
Staubfälle
nach
Ehrenberg u. Hellmann.
* Westlichste u. südlichste Beobachtungen (mit Datum).
Hauptgebiet der Staubfälle
Kap Verde I.
Keine Staubfälle im Sommer
AFRIKA
Azoren
Kanarien
Amazonenstrom
St. Paul
Principe
St. Thomé
Arnoboni
K. Lopez
Lagos
Tunis
Algier
Greenwich

vom betr. Schiffe berührten Himmelsſtriche ihre Diatomeen in jenen Segeln deponiert haben, ſo daß es gar nichts beweiſt, wenn ſüdamerikaniſche und namentlich auch europäiſche Arten von Ehrenberg nachher ſo häufig gefunden wurden.

Es giebt im Umkreiſe des Nordatlantiſchen Ozeans keine ſtaubreichere Atmoſphäre als die der weſtlichen Sahara, die im Winter über den ganzen Sudan und Senegambien hin ihre Staubwolken entſendet und neue aus der dortigen roten Laterit-erde ſich erhebende aufnimmt, welche zuſammen alsdann der Harmattan über die Küſten hinaus ſeewärts fortführt. Die ſtändig an der weſtafrikaniſchen Küſte nördlich von der Gambiamündung und dem Kap Verde herrſchenden mehr oder weniger dichten und meiſt trockenen Nebel ſind das erwünſchte Bindeglied zwiſchen dem Paſſatſtaub und dem Wüſtenherde desſelben.

Der rote Staub, keineswegs eine regelmäßige, aber doch auch nicht ſeltene Erſcheinung, kommt mit dem Oſtwind und reicht nach Süden ſtets nur ſoweit, wie der Paſſat, fehlt alſo in den drei Sommermonaten ſüdlich von 10° n. Br., nähert dagegen im März und April ſich dem Äquator bis über 5° n. Br. Der Niederſchlag färbt die oberen Segel häufiger und leichter als die unteren, nicht nur weil er aus den höheren Luftſchichten herabſinkt, ſondern in den unteren dem Flugwaſſer erreichbaren ſchnell beſeitigt wird. Häſige Luft oder trockene Nebel bei Tage und ausbleibender Thau bei Nacht ſind meiſt die Anzeichen nahenden Staubfalles, der in einzelnen Fällen Flächen ſo groß wie Deutſchland gleichzeitig zu treffen ſcheint. Die Karte zeigt den weit ausgedehnten Staubfall um Neujahr 1866 als ein großartiges Beiſpiel dafür, das auch zugleich die weſtlichſten überhaupt beobachteten Staubfälle betrifft (die Entfernung zum nächſten Feſtlandpunkte beträgt hier über 2000 km). Es iſt keine Frage, daß ſoweit hinaus gewehter und alsdann von den Meeresſtrömungen erfaßter und weiter getragener Staub ſehr wohl im Bereiche des ganzen Nordatlantiſchen

Ozeans seine Spuren soweit verbreiten konnte, wie sie in den Bodenproben gefunden worden sind.

Es dürften aber auch anderen Ozeanen solche Staubfälle nicht fehlen, obschon sie weder an Großartigkeit noch an Popularität denen bei den Kapverdischen Inseln sich vergleichen lassen. So ist die Nordküste des Persischen Meeres im Winter beim Nordostpassat, die Küste des Somalilandes, mit dem berüchtigten Kap Guardafui („Gebt Acht auf Euch!"), dagegen im Sommer beim Südwestmonsun in trockene Staubnebel gehüllt, welche dem Seefahrer die Nähe des Landes verbergen und häufige Strandungen veranlassen. Auch liefern hier die benachbarten Wüsten offenbar den feinen Staub, der von den Landwinden seewärts entführt wird.

Kapitel III.

Das Meerwasser.

Wir haben den Raum kennen gelernt, welchen die Meeresbecken in sich schließen; es bietet sich uns nunmehr die stoffliche Erfüllung dieses Raumes, das Meerwasser, zur Betrachtung dar, und zwar hinsichtlich seiner allgemeinen chemischen und physikalischen Eigenschaften, wie insbesondere nach der Verteilung der Wärme in demselben.

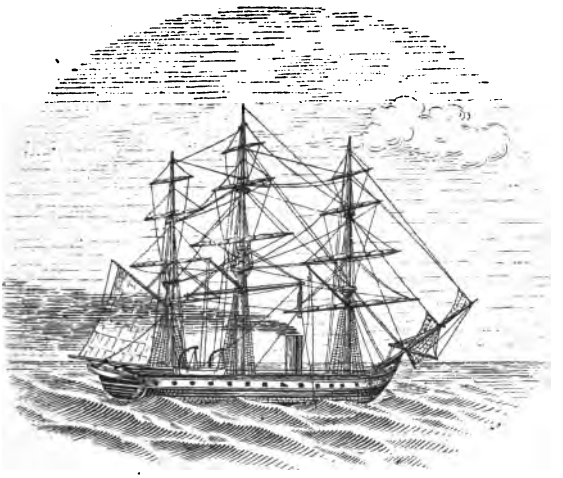
1. Allgemeine Eigenschaften des Meerwassers.

Das Meerwasser ist im Gegensatze zu dem „Frischwasser", wie der Seemann sagt, oder „süßen" Wasser, welches den Quellen des Landes entströmt, nicht trinkbar, es ist von salzig-bitterem Geschmack, der durch eine reichliche Beimengung von allerhand mineralischen Substanzen erzeugt wird.

Die Chemie kennt einige 60 Grundstoffe oder sogenannte „Elemente", und von diesen sind gegenwärtig 32 oder nahezu

die Hälfte im Seewasser nachgewiesen, die Mehrzahl freilich in so minimalen Mengen, daß man sie vielfach nicht ziffernmäßig ausdrücken, sondern eben nur ihre Anwesenheit erkennen kann. Da aber die chemischen Elemente ausnahmslos, wenn nicht in reinem Zustande, dann doch in ihren Verbindungen in Wasser löslich sind, so hat man wohl nicht mit Unrecht die Behauptung aufgestellt, daß sie auch sämtlich in Seewasser vertreten seien,

Fig. 30.



S. M. S. „Gazelle", eine Tieflotung ausführend.

nur die Mehrzahl in so kleinen Mengen, daß sie mit den gegenwärtigen Hilfsmitteln chemischer Analyse noch nicht sich haben auffinden lassen.

In erheblichen Mengen treten indes nur gewisse Salze auf, die wenn man Meerwasser aus beliebigen, nur fern vom Land gelegenen Stellen vergleicht, ein merkwürdig konstantes Verhältnis untereinander zeigen. Dampft man Meerwasser bis zur Trockne ein, so ist in dem Rückstande unter je 100 Gramm enthalten:

Kochsalz (Chlornatrium) . .	78,32	Gramm
Chlormagnesium	9,44	„
Bittersalz (Magnesiumsulphat)	6,40	„
Gips (Kalciumsulphat) . .	3,94	„
Chlorkalium	1,69	„
Verschiedenes*)	0,21	„
Zusammen	100,00	Gramm.

Das Kochsalz bildet also über $^3/_4$ des Niederschlags, und bewirkt daher den ausgeprägt salzigen Geschmack des Seewassers; während die Magnesiumverbindungen im wesentlichen den widerlich-bittern Beigeschmack erzeugen.

Georg Forchhammer, dessen Untersuchungen über die Zusammensetzungen des Meerwassers die grundlegenden sind, fand außer den oben angeführten meßbaren Bestandteilen noch einige höchst interessante Beimengungen, die man vorher darin nicht vermutet hatte, so z. B. in der Asche der marinen Organismen eine große Anzahl von Metallen außer dem leicht direkt nachweisbaren Eisen. So enthält die Asche des Seegrases (Zostera marina) 4 Prozent oder $^1/_{25}$ ihres Gewichts Manganoxydul, $^1/_{30000}$ Zinkoxyd, außerdem noch etwas Kobalt und Nickel; im Seetang (Fucus vesiculosus u. a.) kommt Kupfer und Zink vor. Kupfer und Blei sind auch in einzelnen Korallengerüsten gefunden: Heteropora abrotanoides enthält an Kupfer $^1/_{350000}$, an Blei $^1/_{50000}$, Pocillopora alcicornis an Kupfer $^1/_{500000}$, an Blei $^1/_{370000}$ ihres Gewichts; aber auch Silber ist in niederen Seetieren schon von Malagutti nachgewiesen. Forchhammer fand in der ebengenannten Koralle Pocillopora $^1/_{3000000}$ ihres Gewichts Silber. Dieses entsteht auch an dem Kupferbeschlag von lange fahrenden Schiffen, indem nämlich die Berührung des Seewassers mit dem Kupfer einen galvanischen Strom und damit in den benachbarten Wasserschichten chemische Wirkungen erzeugt, wobei das Silber in Form von Silberchlorür sich

*) Brommagnesium, Kalciummetaphosphat, Kalciumbikarbonat, Eisenbikarbonat, Kieselerde, Chlorrubidium u. a.

ausscheidet. Man hat wohl versucht, die im Meer suspendierte Menge des Silbers zu berechnen*), indes entbehren solche Versuche aller wissenschaftlichen Basis. — In den letzten Jahren hat man übrigens noch andere Metalle wie z. B. auch Gold, aufgefunden, doch letzteres nicht in meßbaren Mengen. Vielfach mögen die gewissen Seetieren für den menschlichen Genuß zugeschriebenen schädlichen Eigenschaften darauf beruhen, daß sie irgendwelche Metalloxyde in sich ablagern.

An anderweitigen interessanten Beimengungen mag hier noch das Jod erwähnt sein, das man überhaupt zuerst in der Tangasche entdeckte; ferner findet sich Kalk vorherrschend in der Form von Gips, während die Flüsse reichliche Mengen von kohlensaurem Kalk dem Meere zuführen. Davon bleibt offenbar nur wenig gelöst, da die Organismen ihn in ihren Schalen, Gehäusen, Panzern und Skeletten eifrig abscheiden.

Insgesamt sind in 1000 Gramm Meerwasser an mineralischen Mengteilen gelöst enthalten 34 bis 36 Gramm, und diesen Gewichtsanteil nennt man schlechthin den „Salzgehalt". Er bewirkt, daß das Meerwasser schwerer ist, als Süßwasser und zwar wiegt ein Liter Seewasser je nach dem Salzgehalt 1024 bis 1028 Gramm, wenn ein gleiches Maß Süßwasser bei gewöhnlicher Zimmertemperatur (17,5° C.) 1000 Gr. wiegt. Setzt man letzteres Gewicht als Einheit, so ergiebt sich als Ausdruck für das sogen. „spezifische Gewicht" (s) des Meerwassers 1,024 bis 1,028. Nach der empirischen Formel 1310 (s—1) kann man den Salzgehalt p in Promille (im Anteil auf 1000 Gewichtseinheiten) finden. Man vergesse aber nicht, daß hier immer chemisch reines Wasser mit einer Temperatur von 17,5° C. als Einheit zugrunde gelegt wird.

Man bestimmt das spezifische Gewicht vermittelst eines Aräometers, eines Glasinstrumentes von beistehender Form.

*) Sir John Herschel wollte sie zu 2 Mill. Tonnen schätzen, d. h. zu zehnmal mehr, als seit der Entdeckung Amerikas in den Bergwerken der Erde produziert worden ist.

Da man nun nicht immer Meerwasser von 17,5° C. schöpft, so hat man Tabellen berechnet, nach welchen das abgelesene spezifische Gewicht auf die genannte Temperatur reduziert werden kann. Die in Deutschland dafür am meisten gebrauchten Tabellen sind von Prof. G. Karsten in Kiel berechnet.

Es giebt auch noch eine andere Methode, den Salzgehalt zu ermitteln und diese besteht in einem sehr scharfen chemischen Verfahren, durch welches der Gehalt des Seewassers an Chlor bestimmt wird. Forchhammer zeigte, daß dieser Chlorgehalt in einem nahezu konstanten Verhältnis zum ganzen Salzgehalt steht, und zwar ist letzterer das 1,81 fache des Chlorgehalts; diese Zahl ist der sogen. Chlorkoeffizient. Da aber nur wissenschaftliche Expeditionen ein chemisches Laboratorium an Bord einrichten können, bedient man sich in der Praxis vorzugsweise des Glasaräometers.

Fig. 31.

Glas-Aräometer.

Die Unterschiede des in den verschiedenen Meeresstrichen gefundenen Salzgehaltes sind durch zwei Faktoren bedingt. Einmal durch die Zufuhr von Süßwasser vom Lande her und von Regenwasser aus der Luft; beides bewirkt eine Verdünnung des Salzgehaltes. Das Gegenteil schafft eine sehr starke Verdunstung, denn bei diesem Prozesse geht nur chemisch reines Wasser in Gasform in die Luft über, der Salzgehalt bleibt zurück und erhöht somit das spezifische Gewicht.

Das niedrige spezifische Gewicht wird darum allemal in der Nähe von Küsten und in abgeschlossenen, große Flüsse aufnehmenden Mittelmeerbecken gefunden. Während der offene Atlantische Ozean durchschnittlich 35 Promille Salzgehalt besitzt, finden wir in der Nordsee nur 33, südlich von Helgoland, angesichts der Elbe- und Wesermündung, auch nur 32 Promille. In der Ostsee nimmt der Salzgehalt je weiter nach Osten hin

desto entschiedener ab. Im Skagerrak bei Skagen sind noch 30, im großen Belt bei Korsör nicht ganz 19, bei Alsen 18,5, in der Eckernförder Bucht 17,5, im Kieler Hafen 16,5, bei Poel in Mecklenburg 13,5 Promille vorhanden. Weiter östlich aber sinkt der Salzgehalt schnell: nördlich von Rügen sind nur noch 8,6, in der Danziger Bucht 6,5, am Eingang zum Bottnischen Golf 4, an seiner Nordspitze bei Haparanda 1,5 und im Finni-Golf bei Kronstadt noch nicht 1 Promille vorhanden. In den letztgenannten Teilen der Ostsee ist zur Zeit der Schneeschmelze im Frühjahr das Oberflächenwasser häufig trinkbar gefunden worden, während man sonst dem Ostseewasser den salzigen Geschmack nirgends absprechen kann. In der Tiefe ist der Salzgehalt viel größer, nirgends in über 30 m Tiefe am Boden weniger als 10 Promille, in der Nähe der dänischen Inseln 25 bis 30, im Skagerrak ganz normal 35,5, wie im offenen Ozean.

Ausgesüßt durch die wasserreichen Flüsse ist dann auch das Schwarze Meer (15 bis 17 Promille), eine Thatsache, die schon den Alten bekannt war und von Strabo nicht nur erwähnt, sondern auch richtig erklärt wird. Arrhian (ca. 100 v. Chr.) bemerkte dazu als besonders auffällig noch, daß die Viehzucht treibenden Küstenbewohner ihre Herden zur Tränke an den Strand führten, und daß sie behaupteten, dem Vieh sei dieses schwachsalzige Seewasser viel zuträglicher als das ganz süße.

Selbst in den nur durch Inselketten abgeschlossenen Becken des australasiatischen Mittelmeeres ist der Salzgehalt in der Regenzeit durchweg unter 34 Promille erniedrigt.

Eine Verdünnung wird aber auch dadurch erzeugt, daß die Landwasser in Gestalt von Eisbergen dem Meere überliefert werden, doch wird dadurch im nördlichen Eismeer in einiger Entfernung von den Küsten der Salzgehalt nirgends unter 30 Promille herabgedrückt.

Es können aber auch tropische Regengüsse, da wo sie dauernd und reichlich auf das Oberflächenwasser einwirken, wie in der

äquatorialen Stillenregion, den Salzgehalt vermindern. So ist dieser im Atlantischen Ozean zwischen 3° und 10° nördl. Br. durchweg unter 35 Promille; nach den Berechnungen der Seewarte 34,7 im Mittel; während von 10° bis 15° nördl. Br. 35,2 und von 0° bis 5° südl. Br. 35,5 Promille Salzgehalt gefunden werden. Auch in höheren Breiten wird nicht selten durch anhaltende Regengüsse der Salzgehalt zeitweilig in meßbarer Weise erniedrigt. So berichtet Wyville Thomson, daß bei der Fahrt des „Challenger" im März 1876 von Montevideo nach Tristan da Cunha während 18 Tagen neun Regentage einen mittlern Salzgehalt von 35,0 Promille, neun sonnige Tage dagegen von 35,6 Promille an der Meeresoberfläche ergaben.

Diesen Gebieten von reichlicher Süßwasserzufuhr stehen in den Ozeanen solche gegenüber, wo die Verdunstung ganz erheblich die Niederschläge überwiegt. Das sind die Regionen der Passate. Im Nordatlantischen Ozean ist im Nordostpassat westlich von den Kanarischen Inseln und im Südostpassat bei St. Helena der Salzgehalt 37,4 Promille, also 2,7 Promille höher als in der Stillenregion. In den anderen offenen Ozeanen findet sich in der Passatregion eine ähnliche, wenn auch nicht ganz so starke Steigerung des Salzgehalts: so sind im Pazifischen Ozean bei den Gesellschaftsinseln 36,7, im Nordostpassat 35,7, in der dazwischen liegenden Stillenregion nördlich vom Äquator 33,6 Promille vom Challenger beobachtet.

Am kräftigsten wird die Verdunstung auf jene Mittelmeerbecken subtropischer und tropischer Breiten einwirken können, die nur wenig Flüsse in sich aufnehmen. So steigert sich der Salzgehalt im romanischen Mittelmeer durchweg zu mehr als 37 Promille, dabei von Westen nach Osten hin zunehmend und im levantinischen Becken bei Kreta 39,3 Promille erreichend. Noch größer wird derselbe im Roten Meer, wo nördlich von 20° nördl. Br. im Mittel 40,1 Promille gefunden werden.

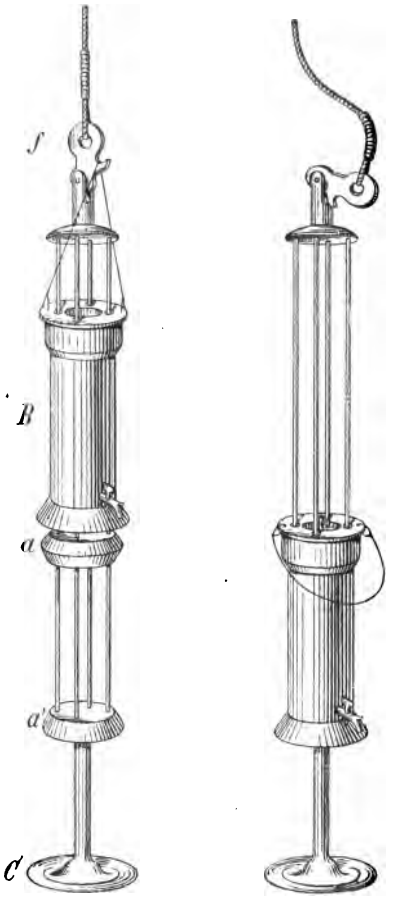
Über die Verteilung des Salzgehaltes in der Tiefe sind

wir erst in den letzten Jahrzehnten, wesentlich durch die Challenger- und Gazelle-Expedition belehrt worden. Die Hilfsmittel,

Fig. 32.

Dr. Meyers Schöpfflasche für kleine Tiefen.

Fig. 33.



Dr. Meyers Schöpfapparat für große Tiefen.

um Wasser aus einiger Tiefe zu schöpfen, sind ziemlich einfache. Für den Gebrauch in der Nordsee und Ostsee ist die von Dr.

H. A. Meyer-Forsteck empfohlene Schöpfflasche vollkommen ausreichend. Eine gewöhnliche große und starke Glasflasche ist an einer Lotleine in der beigezeichneten Weise angebunden; der mit einem Ring versehene Stöpsel ist gleichfalls mit einer kurzen Schnur an der Lotleine befestigt. Die Figur zeigt die leere aber verschlossene Flasche fertig zum Herablassen. Wird vom Lot der Grund berührt, was deutlich zu fühlen ist, so zieht ein kurzer kräftiger Ruck den Kork aus der Flasche, das Wasser dringt in diese ein und große an die Oberfläche quellende Luftblasen zeigen den Moment an, wo sich die Flasche ganz mit Wasser gefüllt hat. Diese wird darauf schnell aufgewunden. Es versteht sich von selbst, daß man auch in beliebigen Tiefen zwischen Oberfläche und Grund hiermit Wasser schöpfen kann.

Für große mehr als 100 m messende Tiefen versagt die Flasche leicht, weil der Stoß, der den Kork herausziehen soll, sich bei der Länge der Leine zu sehr abschwächt und überdies beim Heraufziehen das Wasser in der Flasche sich zu leicht mit dem darüber liegenden vermischt. Dr. Meyer erfand darum den Fig. 33 abgebildeten messingenen Schöpfapparat, der in den größten Tiefen der Nordsee und Ostsee seine Probe bestand und darauf von den großen Expeditionen des „Challenger" und der „Gazelle" mit gutem Erfolge verwendet wurde. Die linke Figur zeigt den Apparat im Herablassen. Der hohle und offene Cylinder B hängt an dem drehbaren Haken f in derselben Weise befestigt wie das Brooke'sche Tieflot. Stößt die breite Platte C auf den Boden auf, so giebt die Lotleine noch weiter nach, der Haken f neigt sich und wirft die Aufhängung des Cylinders ab, dieser gleitet an den Führungen abwärts, bis die dicken konischen Scheiben a und a' ihn aufhalten. Das so im Cylinder eingeschlossene Wasser kann durch einen Hahn abgelassen werden. In beliebigen Tiefen zwischen der Oberfläche und dem Boden verwendete Dr. Meyer zur Auslösung der Aufhängung ein an der Lotleine heruntergelassenes ringförmiges Abfallgewicht, das indes nicht immer gut funktionierte. Besser bewährte sich eine während

der Challenger-Expedition hierzu angebrachte Adaptierung, die darauf beruht, daß eine vom fallenden Lot in die Tiefe gerissene breite Platte durch den Widerstand, den sie am Wasser erfährt, nach oben gedrückt wird, beim Aufziehen des Lotes aber nach unten. Diese Platte bewirkt dann durch eine von ihr bewegte Hebelvorrichtung die Auslösung des Cylinders.

Als Resultat der auf diesem Wege gewonnenen Untersuchungen ist hervorzuheben, daß am Meeresboden der Salzgehalt sehr gleichmäßig verteilt ist: im Südatlantischen und ganzen Pazifischen Ozean 34,5 bis 35,0, dagegen im Nordatlantischen etwas mehr, 35,3 bis 35,5 Promille betragend. In den höheren südlichen Breiten südlich von 45° wird nur 34,5 Promille anzunehmen sein.

Allgemein ergab sich, daß die oben erwähnten Unterschiede des Salzgehalts zwischen den Passatregionen und dem Kalmengebiete nur auf wenige hundert Meter herabreichen: in der atlantischen Stillenregion nur bis 200 m. Wenn wir von dieser Oberflächenschicht absehen, ergab sich ebenso allgemein eine gelinde Abnahme des Salzgehalts bis 2000 m, darauf aber bis zum Boden eine kleine Steigerung. Ob an dieser Zunahme alle Salze gleichmäßig beteiligt sind, geht aus den bisherigen Nachrichten nicht hervor.

In den abgeschlossenen Nebenmeeren zeigt sich fast ausnahmslos salzigeres Wasser in der Tiefe, so auch im Nordpolarmeer westlich Spitzbergen 34,0 Promille an der Oberfläche, am Boden 35,5 bis 35,9 Promille. Die Verhältnisse in der Ostsee haben wir oben schon berührt. Wir kommen bei einer spätern Gelegenheit, wo wir von den Meeresströmungen reden, noch auf weitere Einzelheiten zurück.

Nehmen wir als mittlern Salzgehalt der ganzen irdischen Meeresdecke 35 Promille an und denken wir uns denselben durch irgendwelchen Prozeß aus dem Wasser niedergeschlagen, so würde er den Meeresboden als eine gleichmäßige Schicht von 55 m Dicke überziehen.

Außer den im Salzgehalt zum Ausdruck gelangenden mineralischen Mengteilen sind im Meerwasser aber auch noch Gase vorhanden: überall atmosphärische Luft und Kohlensäure, an den Küsten hier und da auch etwas Schwefelwasserstoff.

Mit der Luft kommt das Seewasser an seiner Oberfläche durch die Wellenbewegung, namentlich bei Stürmen durch das Flugwasser, in sehr innige Berührung, wie ja auch umgekehrt die Luft über dem Meere feinen Salzstaub enthält, der selbst bei mäßigen Winden sich leicht auf Brillengläsern sichtbar niederschlägt und unter Umständen sogar der Vegetation verderblich wird, wenn diese ihm ungeschützt exponiert ist.

Der Luftgehalt des Meerwassers wird von der Temperatur des letztern reguliert, und zwar in der Weise, daß je kälter das Wasser ist, desto mehr Luft absorbirt wird. Da nun die Temperatur mit der Tiefe abnimmt, so steigt im Meer der Luftgehalt mit der Tiefe, und zwar so regelmäßig, daß man auch im Bodenwasser der tiefsten Becken genau die Quantität Luft beigemengt auffand, welche dasselbe besitzen würde, wenn es bei gleicher Temperatur an der Oberfläche geschöpft worden wäre. Das ist sehr merkwürdig und ein Beweis dafür, daß dieses jetzt in den größten Tiefen lagernde Wasser einmal mit der Atmosphäre in Berührung gekommen, also in den kalten Regionen der Erde an der Oberfläche gewesen sein muß. Auch auf diese Thatsache kommen wir später noch zurück.

Als Maß für die erwähnten Bestimmungen des Luftgehalts diente hierbei den Chemikern der Stickstoff. Bekanntlich ist Luft ein Gemenge aus diesem und aus Sauerstoff; der Stickstoff allein aber zeigt in seinem Auftreten im Meerwasser ein ganz regelmäßiges Verhalten zur Temperatur. Tornöe fand in einem Liter Meerwasser von 0° Temperatur 14,4 kbcm Stickstoff absorbiert und konnte nach einer einfachen Formel für eine gegebene andere Temperatur die Stickstoffmenge genau berechnen.

Anders verhält es sich mit dem Sauerstoff und zwar ist hier ein Unterschied an der Oberfläche und in den verschiedenen

Tiefenschichten vorhanden. Während in 100 Liter atmosphärischer Luft 21 Liter Sauerstoff und 79 Liter Stickstoff durcheinander gemengt enthalten sind, wird schon in chemisch reinem Wasser verhältnismäßig mehr Sauerstoff absorbirt als Stickstoff, und zwar nach Dalton 35 Raumteile Sauerstoff gegen 65 Stickstoff. Ganz ebenso fand Buchanan, der Chemiker der Challenger-Expedition, die Luft im Oberflächenwasser der Meere durchweg reicher an Sauerstoff: in der Passatzone nahm dieser 33 bis 34, in höheren Breiten 35 Volumprozente ein, also 13 bis 14 mehr als in der freien Atmosphäre. Prof. Jacobsen fand in dem Nordseewasser 34 Raumprozente Sauerstoff, 66 Stickstoff; Tornöe im europäischen Nordmeer einmal sogar 36,7 Prozent Sauerstoff. Diese Schwankungen sind hauptsächlich von der Wassertemperatur abhängig; je niedriger diese ist, desto mehr findet sich an Sauerstoff darin. Aber es sind auch noch andere unbekannte Ursachen im Spiel. — Das ist sehr wichtig für die Tierwelt: die an der Meeresoberfläche lebenden Tiere nehmen beim Atmen eine erheblich sauerstoffreichere Luft in ihre Kiemen auf, als die freie Atmosphäre sie darbietet; das gilt aber nur für die Oberfläche.

In größeren Tiefen nimmt nämlich der Sauerstoffgehalt wieder ab, nach Buchanan sehr erheblich bis zum Niveau zwischen 400 und 800 m Tiefe, wo nur noch 11 bis 15 Volumprozente Sauerstoff vorhanden sind; in noch größeren Tiefen steigt dieser dann wieder bis 23 oder 24 Prozent. Buchanan hat die Vermutung ausgesprochen, daß in der Schicht zwischen 400 und 800 m ein reicheres Tierleben vorhanden und dies die Ursache größeren Sauerstoffverbrauches sei. Doch bleibt im einzelnen noch vieles problematisch.

Das Gleiche gilt von der Kohlensäure, die nur in höchst sorgfältigen Messungen ihrem ganzen Betrage nach aufgefunden werden kann. Hier sind die Methoden von Jacobsen und Tornöe zuverlässiger als die Buchanans. Tornöe fand in einem Liter

Meerwasser 48 kbcm Kohlensäure aufgelöst und konnte im europäischen Nordmeer eine Zunahme derselben mit der Tiefe nicht nachweisen. Letzteres aber will die Challenger-Expedition gefunden haben, als Wirkung der niedrigeren Temperaturen der Meerestiefen. — Schwefelwasserstoff kommt nur in der Nähe des Landes im Bereiche von verwesenden organischen Substanzen vor, so namentlich in den Flußmündungen und entlang den Mangrovesümpfen der tropischen Küsten.

Das Seewasser unterscheidet sich vom Süßwasser noch durch eine andere Eigenschaft, es schäumt leichter und zwar um so mehr, je salziger es ist, wie leicht zu beobachten ist, wenn man aus einer Flußmündung in die See hinausfährt; erst wo der Salzgehalt beträchtlich wird, beginnt jenes Brausen und Zischen und Schäumen des Bug- und Kielwassers, das die wahre Freude eines jeden Seglers ist. Es ist wohl kaum zweifelhaft, daß die größere Schwere des Meerwassers an sich schon solche Schaumbildung begünstigt, und man ist darum nicht genötigt, wie man wohl gemeint hat, den Gehalt an organischen Stoffen als wesentliche Ursache anzunehmen. Chemisch reines Wasser schäumt gar nicht.

Wenn man die Frage aufwirft, woher der Salzgehalt des Meerwassers seinen Ursprung nehme, ob er von Uranfang an vorhanden oder erst durch die Flüsse hineingeführt sei, so erhält man von den Geologen sehr weit auseinander gehende Antworten. Die Mehrzahl scheint gegenwärtig den Salzgehalt für ursprünglich ozeanisch zu halten, und wenn man eine Zusammenstellung der mineralischen Mengteile im Flußwasser, wie sie Justus Roth kürzlich gegeben hat, aufmerksam betrachtet, so scheint diese Annahme nicht unbegründet. Indem Roth die Analysen von Wasser aus Rhein, Weichsel, Rhone, Loire, Themse, Nil, St. Lorenz und Ottawa zur Berechnung eines Mittels für das Flußwasser und Forchhammer's Bestimmungen für das Ozeanwasser benutzt, erhält er unter 100 Gewichtseinheiten ihrer Mineralbeimengung:

	in den Flüssen	im Meer
Karbonate . .	60,1	0,2
Sulfate . . .	9,9	10,3
Chloride . . .	5,2	89,5
Verschiedenes*) .	24,8	0,0
	100,0	100,0

Die Chlorverbindungen, welche dem Meerwasser seinen eigentlichen Charakter geben, können demnach von den Landgewässern nicht leicht hergeleitet werden. Auch machen sämtliche mineralische Mengteile des Flußwassers nur $^1/_{5000}$ bis $^1/_{6000}$ des Wassergewichts aus, sind also absolut und relativ sehr unbedeutend. — Ein wissenschaftlich wohl begründeter Nachweis von der Herkunft des Salzgehalts des Meerwassers ist noch nicht geführt worden. —

Schöpft man Seewasser in geringen Mengen etwa in einem Wasserglase, so ist dasselbe vollkommen farblos und so durchsichtig wie das klarste Quellwasser auf dem Lande. Diese **Durchsichtigkeit** des Meerwassers ist natürlich im höchsten Grade wichtig für das Eindringen von Licht- und Wärmestrahlen in größere Tiefen, wo diese den Organismen zu statten kommen können. Dennoch sind systematische Untersuchungen darüber leider nur selten angestellt worden, obwohl von Humboldt und Arago an bis Wyville Thomson alle Autoritäten solche empfohlen haben.

Soviel man beurteilen kann, ist die Durchsichtigkeit eine im höchsten Grade verschiedene. Einzelne Tropen- und Subtropenmeere, wie das Mittelländische und Karibische Meer sind seit alters gerühmt worden wegen der krystallenen Klarheit ihrer Gewässer, und von dem sonst gar nicht durch verlockende Reize ausgezeichneten Roten Meer hat noch kürzlich Georg Schweinfurth die magischen Effekte einer windstillen Vollmondnacht geschildert, wo der silberne Schein dieses Gestirns Luft und Meer in gleicher Klarheit durchleuchtet: die Barke schwimmt

*) Kieselsäure, Thonerde, Eisenoxyd, organische Substanz u. s. w.

alsdann gleich einem Luftschiff in einem einheitlichen durchsichtigen Medium, denn auch die Tiefen der See, erhellt vom senkrecht einfallenden Mondlicht, gleichen dem Himmel über dem Beschauer, und Scharen geheimnisvoller Wesen sieht dieser in buntem Getümmel tief zu seinen Füßen. — Von Bouguer, der sich von 1735—1744 in Südamerika aufhielt, liegt die Nachricht vor, daß er in den Tropenmeeren weißen Sandgrund häufig in 30 bis 36 m Tiefe deutlich gesehen habe.

Aber auch aus den Polarmeeren, insbesondere der Spitzbergensee, rühmt William Scoresby die unglaubliche Klarheit des Wassers, so daß einst, wie er berichtet, Kapt. Hood im Jahre 1676 bei Nowaja Semlja den Meeresboden und sein Tierleben angeblich noch auf 140 m wahrgenommen haben soll.

Exakte Messungen im offenen Ozeane hat auf Horner's Veranlassung schon Otto von Kotzebue auf seiner ersten Weltumsegelung (1817) mehrfach im tropischen Teile des Pazifischen Ozeans angestellt, wobei er sich leider roter Tuchstücke bediente, die, wie nicht anders zu erwarten, schon auf 25 bis 30 m Tiefe nicht mehr sichtbar waren. Einmal aber, in 10° nördl. Breite, 152° östl. Länge versenkte er einen weißen Teller, der dann auch noch noch bis 49 m erkennbar blieb. — Ebenfalls im Pazifischen Ozean, hat wie Arago berichtet, auf der Überfahrt von den Wallisinseln nach dem Mulgrave-Archipel, also etwa in der Nähe der Ellicegruppe, Kapt. Bérard im Jahre 1845 einmal einen weißen Teller versenkt und bis 40 m Tiefe noch wahrgenommen. — Auch Ch. Wilkes hat auf seiner Weltumsegelung mit einem amerikanischen Geschwader (1838—1842) einige Male die Durchsichtigkeit des Wassers namentlich in den antarktischen Gewässern untersucht. Hier war die größte Tiefe, in welcher ein weißer Gegenstand noch gesehen wurde, in der Nähe der Eiskante in etwa 63° südl. Br. und 101° östl. L. nur 20 m, bei schlichtem Wasser und schönem Wetter.

Systematischer sind die Untersuchungen, welche im Jahre 1865 Cialdi, seinerzeit Kapitän der päpstlichen Korvette „L'Im-

macolata Conczione" angestellt und welche der berühmte Astronom Secchi bearbeitet hat. Cialdi benutzte weiß gestrichene, über eiserne Rahmen gespannte Segeltuchflächen von etwas über 2 m Durchmesser, da kleinere Scheiben durch die von den Wellen gekräuselte Oberfläche des Meeres leicht so verzerrt gesehen werden, daß der Moment, wo die Sichtbarkeitsgrenze erreicht ist, nicht genau genug sich feststellen läßt. Die Beobachtungen wurden ferner nur bei Sonnenschein vorgenommen und zwar so, daß der Beobachter selbst an der beschatteten Seite des Schiffes oder Bootes stand und sein Auge niemals höher als 3 oder 4 m von der Wasserfläche entfernt war. Die Scheiben wurden im Meerbusen von Gaëta bis auf 41,4 m Tiefe gesehen, aber thatsächlich legten die Sonnenstrahlen, welche schief, nämlich im Winkel von 60°, das Wasser durchdrangen und dann erst von der Scheibe reflektiert wurden, einen Weg von 86 m im Wasser zurück. Secchi berechnete, daß bei völlig senkrecht einfallenden Sonnenstrahlen die Scheibe noch hätte auf 44,4 m Tiefe gesehen werden können. Diese Versuche sind von den Professoren der Marine-Akademie in Fiume, Luksch und Wolff, im Adriatischen und Jonischen Meere wiederholt worden und ergaben als Maximalgrenze der Sichtbarkeit einer großen weißen Scheibe nahe bei der Insel Zante am 6. August 1880 sogar 50,5 m, so daß bei der Sonnenhöhe von 68° die Lichtstrahlen mehr als 100 m im Wasser durchmessen haben. Die Challenger-Expedition hatte ähnliche Untersuchungen in ihr Programm aufgenommen, auch wollte sie sich photographischen Papiers bedienen, um die äußerste Grenze der noch chemisch wirksamen Lichtstrahlen festzustellen, doch ist über die Resultate bislang noch nichts bekannt geworden. Nach den neuesten Versuchen von Fol und Sarrasin (März 1885 bei Nizza) reicht diese chemische Lichtwirkung bis 400 m hinab!

Man darf also wohl annehmen, daß im Bereich einzelner besonders klarer Meeresstriche das Licht noch bis ungefähr 100 m Tiefe eindringen wird; Kapitän Hoods Beobachtung des

Meeresgrundes bei Nowaja Semlja in 140 m Tiefe steht dem gegenüber so vereinzelt da, daß sie auf irgend einer optischen Täuschung beruhen wird.

Aber ebenso sicher ist auch, daß die Durchsichtigkeit eine im höchsten Grade schwankende ist. Cialdi hat den Erfahrungssatz ausgesprochen, daß Stürme diese Transparenz verringern und zwar in desto höherem Grade, je weniger tief das Wasser ist. Damit ist denn auch die Ursache dieser Unterschiede in der Transparenz ziemlich klar: es sind die mehr oder weniger reich dem Meerwasser beigemischten Sedimentteilchen, die von den Wellen aus der Tiefe aufgewühlt werden. Je reicher an Sedimenten das Wasser, desto undurchsichtiger wird es sein: dieser Satz ist eigentlich selbstverständlich.

Es heißt ferner, daß im Frühling das Seewasser allgemein durchsichtiger gefunden werde als im übrigen Jahre. Wäre dieses exakt bewiesen, so könnte man damit die ein ganz gleiches Resultat ergebenden Versuche von Forel im Genfer See vergleichen. Dieser fand als er weiße Scheiben von 28 cm Durchmesser versenkte, die Maximalsichtbarkeit im März am höchsten, nämlich mit 15,4 m Tiefe, dagegen im August mit 5,3 m am niedrigsten. Forel suchte seinerseits die Ursache davon in sehr scharfsinniger Weise in den eigentümlichen Temperaturverhältnissen dieses Seebeckens, doch scheint gar kein Zweifel, daß die Sommerwärme und die Sommerregen dem See von den Alpenbächen und Gletschern her sehr viel mehr Sedimente zuführen werden als er im Frühjahre empfängt. Doch läßt sich diese Erklärung nicht auf die Verhältnisse im Meer und der Periodizität in seiner Durchsichtigkeit anwenden, da bis in die offene See hinaus solche Sedimente nicht wohl vorzudringen pflegen: hier mag das organische Leben, die kolossale Individuenzahl, in welcher die kleinsten Tier- und Pflanzenformen aufzutreten pflegen, die gleichen Wirkungen erzeugen. Jedenfalls beeinflussen sie in deutlicher Weise die Färbung des Meeres, wie sie auch bekanntlich das phosphoreszierende Leuchten desselben erzeugen.

Während wie oben bemerkt kleinere Quantitäten Seewaſſer uns völlig klar und farblos erſcheinen, tritt eine eigentümliche Färbung desſelben ſchon hervor, ſobald weiße Gegenſtände in größere Tiefen verſenkt werden: dieſe erſcheinen zunächſt grünlich, werden dann blaugrün, um endlich lichtſchwächer werdend dem Auge ganz zu entſchwinden, wie Lukſch und Wolff von ihren Verſuchen im Adriatiſchen Meer berichten. Läßt man durch mehrere Meter lange innen geſchwärzte Röhren, die mit Seewaſſer gefüllt ſind, einen Sonnenſtrahl hindurchfallen, ſo erſcheint dieſer prächtig blaugrün. Dieſes Blaugrün iſt auch die natürliche Farbe des Seewaſſers im reflektierten Licht, wo große Waſſertiefen gegeben ſind. Daher heißt der offene Ozean, die eigentliche Tiefſee, bei den Seeleuten auch wohl das „blaue Waſſer“. In einzelnen tiefen Meeren, wie z. B. im Mittelländiſchen, ſteigert ſich dieſe Farbe bis zum leuchtendſten Ultramarin, und zwar nicht nur bei hellem Sonnenſchein, ſondern auch bisweilen bei leicht verſchleiertem Himmel, wie ſchon eine Beobachtung von Goethe auf ſeiner Überfahrt von Palermo nach Neapel beweiſt. „Der ganze Himmel,“ ſagt er, „war mit einem weißlichen Wolkendunſt umzogen, durch welchen die Sonne, ohne daß man ihr Bild hätte unterſcheiden können, das Meer überleuchtete, welches die ſchönſte Himmelsbläue zeigte, die man nur ſehen kann.“ Dieſes Blau iſt alſo nicht ein bloßer Spiegel des blauen Himmels auf der Waſſerfläche, ſondern die dem Meer eigentümliche Farbe.

Wo die Tiefen geringer ſind, über Bänken und an den Küſten, da wird die Farbe der See beeinflußt durch die des Untergrundes. Beſteht letzterer aus feinem weißem Sande, oder wie an den tropiſchen Küſten ſo häufig, aus den weißen Riffen der Korallen, ſo erhält das Waſſer eine hellgrünliche („apfelgrüne“) Färbung. Hier iſt auch unſere Oſtſee anzureihen, deren Waſſer als flaſchengrün bezeichnet werden darf. Die Farbe wird um ſo mehr nach olivengrün bis blaugrün verſchoben, je mehr der Grund aus feinem Schlamm beſteht. Ein und dasſelbe Gebiet

kann in seiner Färbung aber auch wechseln; so ist das Wasser der Kieler Föhrde bei ruhiger Luft schön dunkelgrün, nach stürmischem Wetter aber mehr grünlich grau.

Die prächtigsten Lichteffekte werden da beobachtet, wo durch ein besonders klares Wasser von geringer Tiefe ein stark reflektierender Untergrund vom Licht getroffen wird. Der Physiker Aitken tauchte im Mittelmeer bei Mentone eine lange Röhre, deren Wandungen innen geschwärzt waren und vor deren unteren Ende er einen Spiegel angebracht hatte, senkrecht in das Meer: das durch dieses Wasser gegangene, alsdann vom Spiegel durch das dunkle Rohr zurückgeworfene Licht erschien als ein Blau von unbeschreiblicher Pracht. Dieses Experiment ahmt dasselbe nach, was die Natur in der bekannten blauen Grotte von Capri zum Entzücken ihrer Besucher darbietet: die Höhle hat einen so niedrigen Eingang, daß nur kleine Boote in dieselbe eindringen können. So werden nur durch das Wasser gegangene und von diesem und dem Boden reflektierte Sonnenstrahlen das Innere der Grotte erleuchten, und als ein blau leuchtendes Feuerlicht wahrgenommen.

Ist die Farbe des Meerwassers also normal blau oder grün, so sind abweichende andere Farben durch Beimengung färbender Körper erzeugt. Das „Gelbe Meer" ist bekanntlich durch den vom Hwang-ho hineingeführten gelben Löß so gefärbt; andere als „rot" bezeichnete Meere erhalten diese Farbe angeblich durch organische Beimengungen. So sind im südlichen Teil des Roten Meeres und im Arabischen Meer sehr häufig große Flächen blutrot gefärbt durch massenhaft auftretende mikroskopische Tierchen, deren Durchmesser Dr. Buist in Bombay zu 0,029 Millimeter gemessen hat. Doch ist das Rothe Meer unzweifelhaft nach den Erythräern der Alten benannt. — Ähnliche Tiere treten im Bereiche des Indischen Ozeans auch in anderen Färbungen auf, so milchweiße oder gelbliche Flächen von bisweilen großer Ausdehnung erzeugend, oft zur Beunruhigung der Seefahrer, welche unter dem helleren Wasser verborgene Untiefen

fürchten, bis eine von der Oberfläche der See geschöpfte Probe ihnen die Ursache enthüllt. — Im Südatlantischen und Südpazifischen Ozean sind von den Kap-Hornfahrern sehr häufig rote Streifen von beträchtlicher Länge angetroffen worden, die aus Scharen kleiner brauner Krebse zu bestehen pflegen, wie schon die Holländer im Jahre 1599 vor Entdeckung des Kap Horn berichteten.

In den Polarmeeren überwiegt eine grünliche (flaschengrüne) Färbung, während blaues Wasser nur da, wo aus den Tropen kommende wärmere Strömungen vordringen, regelmäßiger gefunden zu werden scheint. Doch sind einzelne entschieden grün gefärbte Stellen unzweifelhaft auf Diatomeenscharen, die sich dort ansammeln, zurückgeführt worden, so die schon von William Scoresby im Grönlandmeer westlich von Spitzbergen so anschaulich beschriebenen grünen Streifen. Ebenso hat James Clark Roß in der Nähe des Antarktischen Eises vielfach ein durch rostfarbene Diatomeen schmutzig braun gefärbtes Meer gefunden.

Zum Schlusse mag noch darauf hingewiesen werden, daß solche Bezeichnungen wie das „Weiße" oder „Schwarze" Meer nicht von der Wasserfarbe hergenommen sein können, denn in beiden Fällen weicht sie von der normalen nur wenig ab. Vielmehr scheint hier der orientalische Sprachgebrauch im Spiel zu sein, der mit den Ausdrücken „weiß" und „schwarz" eine übertragene Bedeutung verbindet; „weiß" ist das angesehenere, vollkommene, heilige, „schwarz" das verächtlichere, untaugliche, heidnische. Das „Weiße Meer" mit seinem Wallfahrtsorte Ssolowetzk konnte darum sehr wohl gegen das von Mohammedanern umwohnte „Schwarze" Meer in Gegensatz treten. Es kann aber auch im letzteren Namen außerdem noch die Bedeutung der Gefährlichkeit, der Hafenarmut liegen: „Das schon von alters her so verrufene Schwarze Meer," sagt Moltke in seinen berühmten Reisebriefen aus der Türkei, „ist weder stürmischer noch so oft von Nebeln bedeckt wie unsere Ostsee, und Untiefen und Klippen wie jene hat es gar nicht. Die große Gefahr be-

steht hauptsächlich im Mangel an geschützten Rheden und gesicherten Häfen." Darum bedeutet das russische tschornoje more und türkische kara-denghis im Grund nichts anderes als das altgriechische axeinos, die Ungastlichkeit.

2. Die Wärmeverteilung.

Wir sahen oben, daß unter besonders günstigen Umständen Sonnenstrahlen noch bis in 100 m Tiefe in das Meer eindringen können; so werden wir auch schließen dürfen, daß genau ebensotief nur die direkt erwärmende Wirkung der Sonnenstrahlen reicht. Durch Leitung dürfte die Wärme noch weiter in die Tiefe fortgepflanzt werden; doch keineswegs irgendwie in erheblichem Maße, denn das Wasser ist ein sehr schlechter Wärmeleiter. Förderlicher werden Bewegungen, namentlich die Wellen in Stürmen, einer solchen Verbreitung von Wärme in die Tiefe sein — alles in allem aber darf man wohl annehmen, daß in den tropischen Meeren, wo die Strahlen senkrecht einfallen können, dem Einflusse der Sonnenwärme nur eine oberflächliche Schicht von etwa 150 m Dicke unterworfen sein wird. Darunter liegen Schichten, welche hiervon um so unabhängiger werden, je tiefer man hinabgeht. Aber ganz unabhängig sind sie doch nicht; wo eine lebhafte Verdunstung an der Meeresoberfläche stattfindet, werden die Wasserteilchen salziger, also schwerer und so genötigt, in die Tiefe zu sinken. Dabei nehmen sie die an der Oberfläche empfangene Temperatur mit. Die auf diesem Wege erzeugte Zufuhr von Wärme in tiefer liegenden Schichten hinein, darf man auch nicht überschätzen: wir haben schon darauf hingewiesen, daß in der Kalmenzone, wo die Niederschläge die Verdunstung erheblich überwiegen, nur eine Oberflächenschicht von 200 m Dicke einen etwas niedrigeren Salzgehalt hat wie die benachbarten Passatgebiete (s. oben S. 101).

Auf hoher See, zumal unter den Tropen, hält sich die Temperatur der Meeresoberfläche innerhalb eines Tages fast konstant: als Resultat der sorgfältigen Beobachtungen der

Challenger-Expedition im Nordatlantischen Ozean südlich 40° n. Br. hat Buchan als mittleren Unterschied der höchsten und niedrigsten Temperatur bei Tag und in der Nacht nur 0,7° C. berechnet.

Die Ursache besteht im wesentlichen darin, daß bei Tage ein großer Teil der Wärme durch Verdunstung des Wassers gebunden wird, und bei Nacht die abkühlenden Wasserteilchen der Oberfläche weil sie schwerer werden, versinken, und durch relativ wärmere, leichtere und darum aus der Tiefe aufsteigende verdrängt werden. Das gilt aber nur für tiefes Wasser, auf flacherem Wasser in der Nähe des Landes werden die Schwankungen größer: hier erwärmen die Sonnenstrahlen die verhältnismäßig dünne Wasserschicht bis zum Boden herunter, und in der Nacht giebt das Wasser wieder einen Teil dieser Wärme durch Ausstrahlung ab und dieser Verlust wird bis zum Sonnenaufgang nicht wieder ergänzt, weil von unten her Wasser nicht nachdringen kann.

Auch die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperatur sind für die Meeresoberfläche viel geringere als sie sich für die Luft auf dem Lande ergeben. Die höchste Wärme in 10° n. Br im Nordatlantischen Ozean, westlich von den Kapverdischen Inseln beträgt etwa 27,5° (im September), die niedrigste 24,8° (im März), also hier eine jährliche Schwankung von 3,4°; ebenso schwankt im Osten von Westindien die Wasserwärme von 25° im März bis 28° im September. In höheren Breiten werden diese Unterschiede beträchtlicher: die vom britischen Kanal nach Neu-York bestimmten Postdampfer durchlaufen bis in die Nähe der Neufundlandbänke, wo das Wasser sehr viel kälter wird, eine Temperatur, die im Februar an 11°, im August 16° beträgt. Hier also sind die Schwankungen noch nicht doppelt so groß wie in den Tropen.

Die räumliche Verteilung der Oberflächen-Temperaturen, welche wir in den zwei umstehenden Karten zum Ausdruck bringen, ist leicht verständlich, wenn man die Richtung der Meeres-

Fig. 34.

Linien gleicher Wassertemperaturen an der Meeresoberfläche.

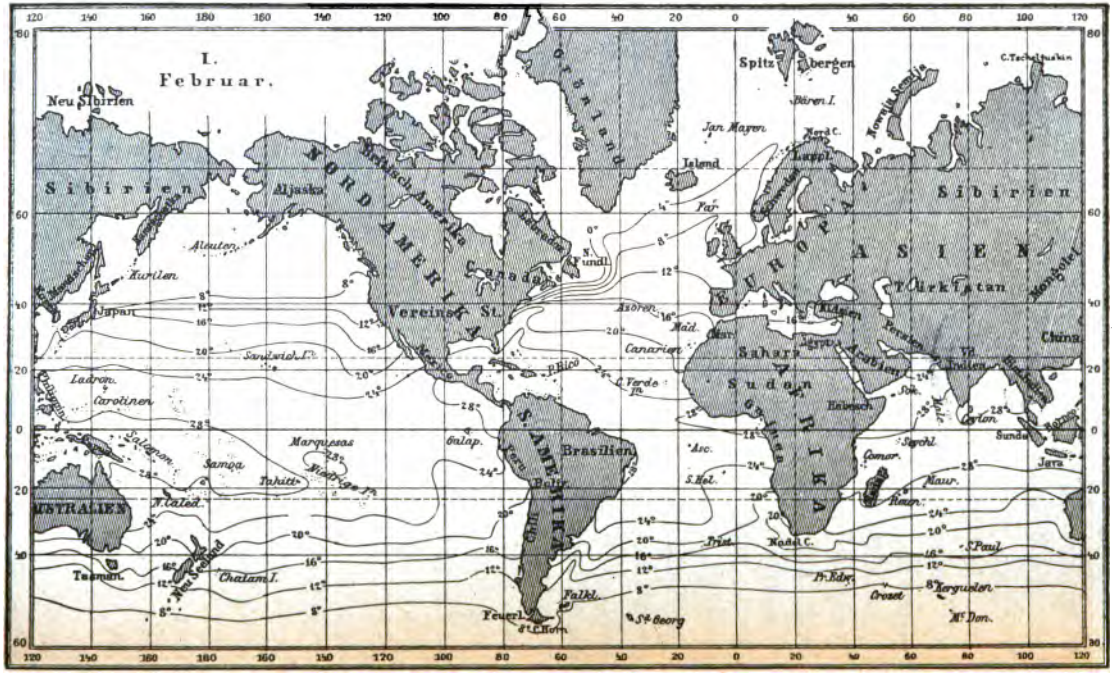
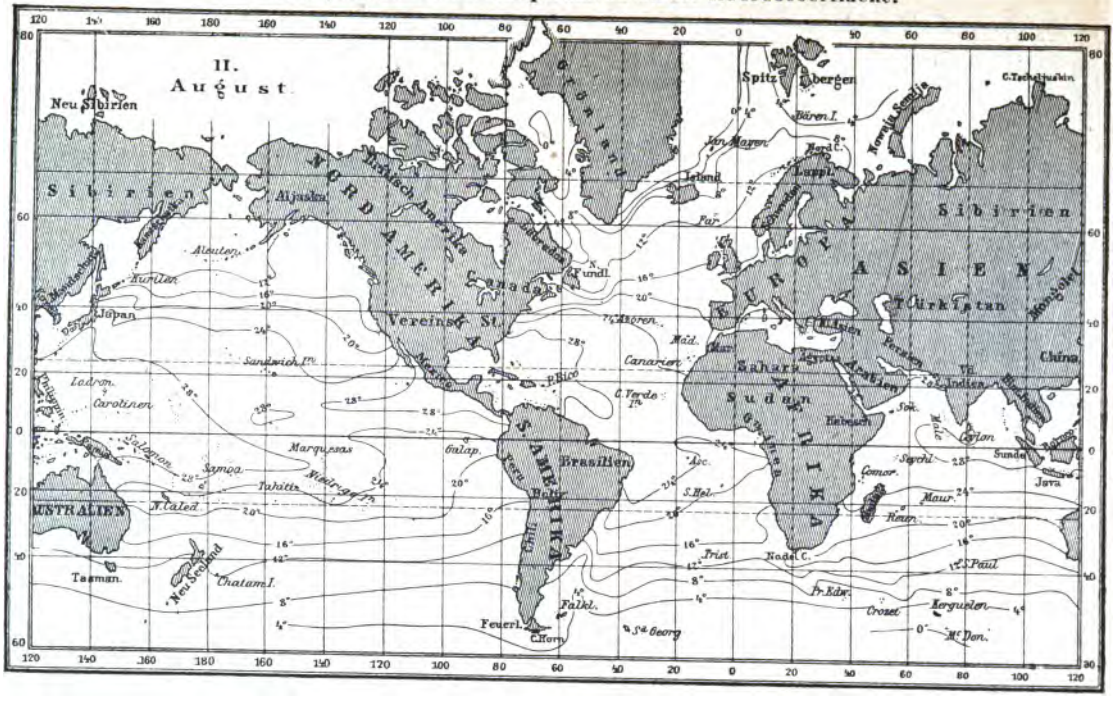


Fig. 35.

Linien gleicher Wassertemperaturen an der Meeresoberfläche.



strömungen beachtet, weshalb vieles Auffallende später mit diesen zugleich seine Erklärung finden wird. Nunmehr soll uns die senkrechte Verteilung der Temperaturen im Innern der Wasserbecken, die Wärmeschichtung der Meere interessieren.

Die Kenntnisse, welche die Alten hiervon besaßen, gipfeln in der sehr allgemeinen Behauptung des Aristoteles, daß das Meer an der Oberfläche wärmer sei als in der Tiefe. Wirkliche Beobachtungen in dieser Richtung reichen nicht über den Anfang des vorigen Jahrhunderts zurück, ohne daß die ersten Versuche von wissenschaftlichem Erfolge begleitet gewesen wären. So hat Graf Marsilli (ca. 1720) im Golf von Lion wohl Thermometer am Meeresboden deponiert, aber die Skala seiner Instrumente läßt sich mit den jetzt im Gebrauch befindlichen nicht in Beziehung bringen. Graf Buffon jedoch sprach es schon (ca. 1750) sehr deutlich aus, daß in den Tiefen der Meere sehr niedrige Temperaturen herrschen müßten. Er berief sich dabei auf einen von Boyle berichteten Versuch: man hatte auf der Fahrt nach Ostindien unter 37° s. Br. ein ca. 35 Pfund schweres Senkblei in 400 Klafter (etwas über 700 m) Tiefe versenkt und als es herausgezogen worden, konstatiert, daß es sich so kalt anfühlte wie ein Stück Eis. „Die Reisenden zur See," sagt er weiter, „pflegen auch bekanntermaßen, wenn sie ihren Wein kühlen wollen, die Flaschen viele Klaftern tief ins Meer herabzulassen: je tiefer man den Wein versenkt, desto kälter wird er heraufgezogen." *)

Ungefähr um dieselbe Zeit, als Büffon dies schrieb, waren auch die ersten Messungen der Temperaturen in größeren Meeres-

---

*) Diese Methode, in den Tropen ein kühles Getränk sich zu verschaffen, scheint gegenwärtig im Zeitalter der Eismaschine, in Vergessenheit geraten zu sein; doch ist zu bedenken, daß der Kork der Flasche schon in verhältnismäßig geringen Tiefen dem Wasserdruck nachgeben und so Seewasser samt dem Kork in die Flasche eindringen muß.

tiefen versucht worden. Es war der schon oben (S. 36) erwähnte Kapt. Ellis, welcher im Jahre 1749 westlich von den Kanarischen Inseln (in 25° 13′ n. Br., 25° 12′ westl. L.) ein metallenes Schöpfgefäß, das sich beim Aufholen automatisch verschloß und im Innern ein Thermometer trug, bis 1630 m versenkte und daselbst eine Temperatur von 11,7° fand: nach unserem heutigen Wissen um 6° zu viel, schon weil das aus der Tiefe geschöpfte aber nur von dünnem Blech umschlossene Wasser beim Durchlaufen der oberen wärmeren Schichten seine niedrige Temperatur verlor. Mit demselben von Dr. Hales konstruierten Schöpfthermometer operierte auch Forster auf Cooks zweiter Weltumsegelung, 1772 bis 1775, ohne jedoch 200 m zu überschreiten. Es wären dann noch weitere Versuche (von Dr. Irving mit Lord Mulgrave bei Spitzbergen 1773, Horner auf Krusensterns Weltumsegelung 1803—6, Scoresby 1810—22) zu erwähnen, welche sämtlich eine Zunahme der Temperaturen in den Meeren höherer Breiten beobachteten. Hier trat störend der Umstand ein, daß die Instrumente, (meist Sixs Indexthermometer) gegen den Druck der Wassermassen in den großen Tiefen nicht geschützt waren. Die Thermometerkugel wurde je tiefer man sie hinabließ, von dem Gewicht des darüber lastenden Wassers desto stärker zusammengedrückt, so daß in den Polarmeeren, wo geringe Unterschiede in den Wärmegraden der Wasserschichten die Regel sind, sogar eine Zunahme der Temperatur mit der Tiefe sich ergeben konnte. Einige hiervon abweichende Beobachtungen von John Roß im Jahre 1818 in der Baffinsbai, wobei die enorm niedrige Bodentemperatur von —3,5° C. in 1240 m Tiefe beobachtet ward, wurden verworfen und vergessen, da einzelne Theoretiker behaupteten, daß Seewasser bei so niedrigen Temperaturen nicht in den Tiefen verharren könne, sondern aufsteigen müsse, da dieses ebenso wie Süßwasser bei +4° C. seine größte Dichtigkeit erreiche. Selbst die davon abweichenden Resultate, wie sie von Lenz auf Grund seiner eigenen, und von Arago auf Grund mehrerer

französischer Weltumsegelungen veröffentlicht wurden, fanden keinen allgemeinen Anklang, nachdem Dumont d'Urville 1826—29 und James Roß 1839—41 durch eine große Anzahl von Thermometerablesungen die Tiefenschicht mit der beständigen Temperatur von 4° C. in den höheren südlichen Breiten aufgefunden hatten. Lenz und Du Petit Thouars dagegen hatten mit besser geschützten Instrumenten nicht nur beobachtet, daß in den Tropen die Temperaturen mit der Tiefe abnehmen, so daß der erstere im Nordatlantischen Ozean in 7° 20′ n. Br., 22° w. L. v. Gr. für 1050 m Tiefe nur 2,2° C., der andere in 4° 23′ n. Br., 26° 7′ w. L. v. Gr. für 1130 m Tiefe 3,2° abgelesen hatte, gegenüber 25,8° resp. 27,0° Wärme an der Oberfläche, sondern ihnen war auch schon aufgefallen, daß gerade unter dem Äquator die Wärmeabnahme schneller erfolge als unter den Wendekreisen. Aus alledem haben Lenz, Arago und Humboldt bereits auf unterseeische Strömungen geschlossen, durch welche das kalte Wasser aus den höheren Breiten dem Äquator zugeführt werde. Alles das aber blieb Jahrzehnte hindurch unbeachtet oder wurde doch nicht seinem vollen Werte nach gewürdigt, auch nachdem die Amerikaner bei ihren Untersuchungen des Golfstroms an ihren Küsten Temperaturen in den größeren Tiefen konstatiert hatten, die nur wenig über 0° sich erhoben. Es half auch noch wenig, daß mehrere Physiker wie Erman, Despretz und Karsten, später auch Zöppritz, durch Experimente feststellten, daß die größte Dichtigkeit des Seewassers bei Temperaturen unter 0° erreicht werde und zwar bei um so niedrigeren, je größer der Salzgehalt war. Diese Versuche wurden als „Kabinettsphysik" verworfen, weil sie angeblich den Verhältnissen in der Natur nicht vergleichbar wären und weil eben D'Urville und Roß das Gegenteil beobachtet hätten.

Da kam mit den Jahren 1868 und 1869 helles Licht in diese Verwirrung. Zur Erforschung der in den Tiefen des Meeres lebenden Tiere war von der englischen Regierung eine Expedition an Bord des Dampfers „Lightning" ausgerüstet

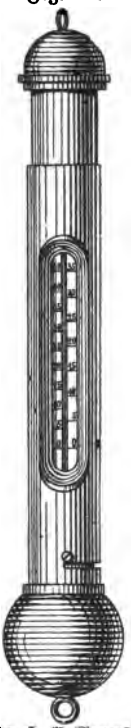
worden, welche mit guten gegen die Druckänderungen in den Tiefen geschützten Thermometern versehen war. Diese fand sehr niedrige Temperaturen in einer schmalen tiefen Rinne zwischen den Far-öer und Nordschottland, so u. a. in 60° 10' n. Br. und 6° w. Lg. in genau 1000 m Tiefe —1,2° C. Diese Rinne wurde im zweiten Jahre (1869) durch dieselben Gelehrten an Bord des Vermessungsschiffs „Porcupine" untersucht und hier wie dann auch im angrenzenden Atlantischen Ozean*) sehr niedrige Bodentemperaturen konstatiert. Nun verloren die älteren Beobachtungen von J. C. Roß ihre Autorität und man besann sich allgemein auf die Behauptungen der Physiker und die abweichenden Beobachtungen von Lenz, Du Petit Thouars und den Amerikanern. Nachdem die „Porcupine" auch im Sommer 1870 noch die Gewässer an der Portugiesischen Küste und das Mittelländische Meer besucht hatte, wurden die Vorbereitungen getroffen zur Entsendung der großen Expedition an Bord des „Challenger", von der wir bei einer früheren Gelegenheit schon gesprochen. Neben den Messungen der Meerestiefen war dieser Expedition als zweite Hauptaufgabe die systematische Messung der Temperaturen in den verschiedenen Tiefen aufgetragen. Dasselbe gilt von der ebenfalls schon erwähnten, gleichzeitigen Weltumsegelung der deutschen Korvette „Gazelle" und der Forschungsreise des amerikanischen Kriegsdampfers „Tuscarora" im Pazifischen Ozean.

Erst durch diese Expeditionen ist ein einigermaßen gesicherter Einblick in die Wärmeverteilung im Ozean gewonnen worden und zwar verdankt man diesen im Wesentlichen der Vervollkommnung der Thermometer. Es waren in dieser Hinsicht zwei Aufgaben zu lösen, einmal mußte das Instrument selbstthätig die in beliebiger Tiefe herrschende Temperatur sicher aufzeichnen, und

*) So vor den „Gründen" südwestlich von Irland in 47° 38' n. Br. und 12° 8' w. L. in 4450 m Tiefe am Boden nur 2,5°, gegen 18,6° C. an der Oberfläche.

zweitens durfte es nicht empfindlich sein gegen die Druckwirkung der Wassermassen in großen Tiefen. Ein diesen Anforderungen ganz entsprechendes Instrument ist noch immer nicht gefunden worden, doch sind die im Folgenden beschriebenen Tiefenthermometer in der Hand eines aufmerksamen und geschulten Beobachters immerhin sehr nützlich gewesen.

Fig. 86.



Dr. H. A. Meyers träges Thermometer.

Für geringe Tiefen, namentlich zur Messung der Temperaturen am Boden der flachen Ost- und Nordsee, leistet Dr. H. A. Meyers „träges Thermometer" ganz vortreffliche Dienste: es ist ein gewöhnliches Thermometer, gänzlich mit Hartgummi umgossen, sodaß es sehr langsam die Temperatur seiner Umgebung annimmt. Die Gummischicht umgiebt die Thermometer-Kugel in einer Dicke von 25 mm, das übrige Instrument von 10 mm und läßt nur einen schmalen Schlitz zum Ablesen der Skala frei. Das ganze ist in einer röhrenförmigen Kapsel von Messing wohl verwahrt. Das Hartgummi-Thermometer wird von den Leuchtschiffen oder Zollwachtschiffen aus an einer Schnur an den Boden versenkt und daselbst mindestens eine Stunde, meist von einer Ablesung bis zur andern überhaupt, deponiert. Ebenso kann es auch in beliebigem Abstande zwischen Oberfläche und Boden aufgehängt werden, immer aber ist es nur von festen Stationen aus verwendbar, nicht während der Fahrt selbst.

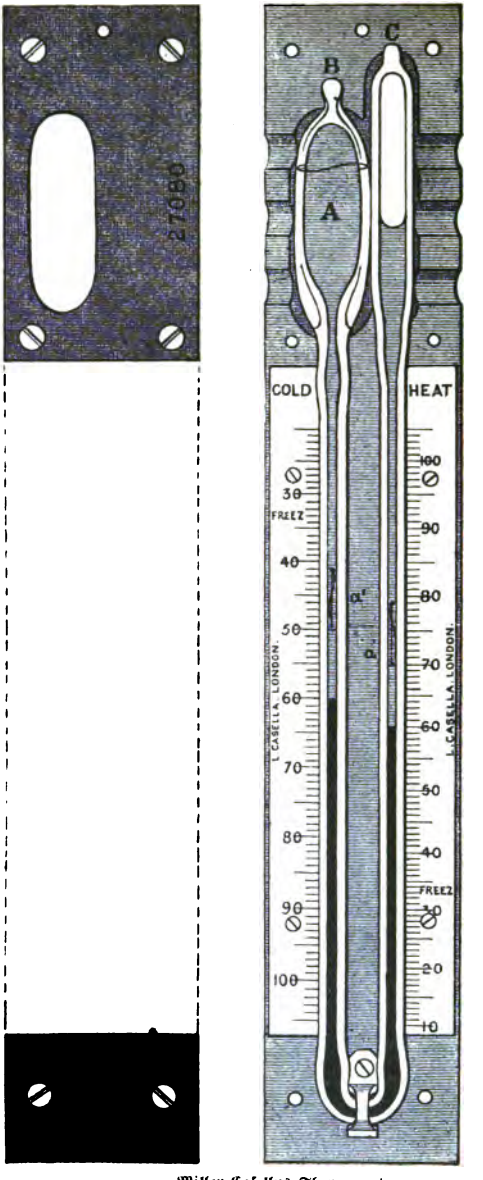
Für den Gebrauch im offenen Ozean, im blauen Wasser, dienen zwei andere Arten Instrumente, die man als Index- und Umkehrthermometer unterscheidet.*)

*) Einige neuerdings konstruierte elektrische Registrierthermometer haben sich in der Praxis noch nicht bewährt, weshalb wir sie hier übergehen. —

Die von Casella in London nach Prof. Millers Angaben gefertigten Maximum- und Minimumthermometer sind nur verbesserte Indexthermometer nach Six's Prinzip. Diese modernen Instrumente bestehen aus einer U förmig gebogenen an den beiden Enden mit einer cylindrischen Erweiterung versehenen Glasröhre. (Fig. 37.) Der große Bulbus A repräsentiert die eigentliche Thermometer-Kugel, die ebenso wie die obere Hälfte des linken Schenkels mit einer Mischung von Weingeist und Creosot gefüllt ist. Die untere Hälfte des Hufeisenrohrs ist aber mit Quecksilber gefüllt und der kleinere Bulbus C ist größtenteils mit schwach komprimierter Luft versehen; über dem Quecksilber selbst steht aber auch im rechten Schenkel die Mischung von Creosot und Weingeist. Wird das Instrument erwärmt, so dehnt sich die Flüssigkeit im Bulbus A aus, drückt das Quecksilber im linken Schenkel vor sich her und treibt es im rechten in die Höhe; die Flüssigkeit dieses rechten Schenkels wird zum teil nach C hinaufgedrängt, wo die eingeschlossene Luft wie ein Polster wirkt. Sinkt die Temperatur nun wieder, so zieht sich die Flüssigkeit in A zusammen und der Quecksilberfaden schiebt sich links hinauf, und die in C komprimierte Luft wirkt nunmehr wie eine entlastete Feder, sie drängt die unter ihr befindliche Flüssigkeit zurück. Uber jedem Ende des Quecksilberfadens sind nun kleine Stahlstäbchen in die Röhre gelegt, die durch eine haardünne Drahtspirale sich an den inneren Wänden der Röhre mit schwacher Reibung aufhängen. Der Index a an der rechten Seite wird durch die Verschiebungen des Quecksilberfadens bei Erwärmung nach oben gedrängt und bleibt, wenn das Quecksilber zurückweicht, in der Röhre haften: sein unteres Ende läßt also an der rechten Skala das erreichte Maximum der Temperatur ablesen. Der linke Index a' wird bei Abkühlung des Instruments nach oben bewegt, registriert also die Minimaltemperatur.

An dem Bulbus A befindet sich nun die sehr einfache Kompensation gegen den Druck der Wassermassen: der Bulbus

Fig. 37.



Miller-Casellus Thermometer.

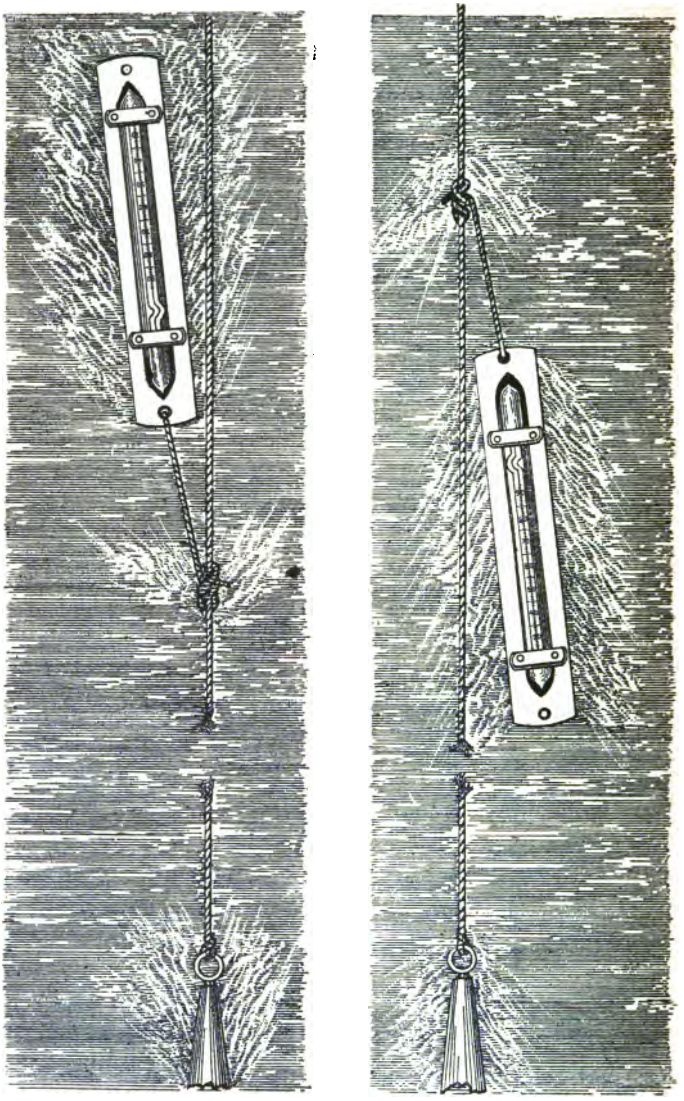
ist nämlich von einem anderen Glasmantel B umhüllt und der Zwischenraum etwa zur Hälfte mit Alkohol ausgefüllt. Sowie nur beim Eintauchen in große Tiefen der Druck auf die äußere Hülle B sich vermehrt, so wird der zwischen dieser und dem inneren Bulbus befindliche Alkohol komprimiert und da er Platz hat sich auszudehnen, der innere Bulbus vom Drucke gar nicht weiter oder nur unbedeutend betroffen, wie Experimente in hydraulischen Pressen erwiesen haben.

Das Miller-Casella'sche Tiefseethermometer wird in einer mit entsprechenden Öffnungen versehenen Kupferbüchse versenkt, nachdem die kleinen Stahlindices mit einem Magneten auf das Quecksilber heruntergezogen sind. Sind die Indices gut gearbeitet, laufen sie weder zu locker noch zu straff in ihren Federspiralen, sodaß sie namentlich bei den im Seegang unvermeidlichen ruckenden und stoßenden Bewegungen des Schiffes, die sich trotz des Akkumulators auf die Lotleine, wenn auch gemildert fortpflanzen, ihren Ort nicht plötzlich verändern, so arbeiten die Instrumente vorzüglich. Doch müssen die Änderungen des Nullpunktes durch den starken Druck stetig kontroliert werden. Mit Hülfe dieses Apparates*) sind die epochemachenden Temperaturbeobachtungen der Challenger- und Gazelle-Expedition angestellt worden. Die Miller-Casella's haben dem kolossalen Druck in 8000 m Tiefe**) zwar nicht immer widerstanden, haben aber in geringeren Tiefen sich so gut kompensiert gezeigt, daß die abgelesenen Temperaturen auf einen halben Grad genau sind. Nur für einen, nicht gerade häufigen Fall versagen sie: wenn die Temperaturen nicht regelmäßig abnehmen, sondern unter einer kalten Schicht etwa wieder eine wärmere sich einschaltet. Beim Passieren der kalten Schicht

*) Derselbe kostet mit Büchse und Magnet 45 Mark.

**) Das Instrument in Originalgröße hat an seiner Thermometerröhre eine Oberfläche von ca. 95—100 Quadrat-Centimeter; der in 8000 m Tiefe darauf lastende Druck kommt also dem von fast 800 Kilogramm oder 16 Zollzentnern gleich.

Fig. 38.



Negretti-Zambras Umkehr-Thermometer

stellt sich das Minimumthermometer auf alle Fälle ein, und die Existenz jener wärmeren Schicht wird nur dann vom Index des Maximumthermometers (rechten Schenkels) registriert, wenn daselbst die Temperatur eine höhere ist als an der Oberfläche.

Dieser Umstand gab Veranlassung zur Herstellung von sog. Umkehrthermometern, die von den Mechanikern Negretti u. Zambra in London in mehrfachen Modifikationen hergestellt sind und in der That gestatten, die in beliebigen Tiefen herrschenden Temperaturen unmittelbar zu messen. Die einfachste Form des Instrumentes und seine Anwendung geht aus beistehender Figur hervor. Das Thermometer hat ein cylindrisches langes Gefäß, an welches die engere Röhre sich in einer S förmigen Biegung ansetzt: an der Ansatzstelle ist die Röhre durch einen angeschmolzenen Glassplitter verengert. Wird das Thermometer schnell umgekehrt, so reißt hier der Quecksilberfaden ab und gleitet an das entgegengesetzte Ende der Röhre. Je höher die Temperatur desto länger ist der abgerissene Faden, gestattet also eine Messung der Temperatur für den Moment des Abreißens. Das Instrument nimmt beim Hinablassen eine Lage an, wie die Figur sie an der linken Seite zeigt. Die Röhre samt Bulbus ist in einem hohlen luftdichten Glasgefäß eingeschlossen, welches den Druck aufnimmt und angeblich stärkeren Druckeinwirkungen widersteht als die Miller-Casellas. Das so montierte Glasgehäuse wird nun in einem hölzernen Kästchen verschlossen, das ringsherum eine leere Rinne besitzt, in welcher sich eine Portion Schrotkörner leicht und frei bewegt. In der angegebenen Lage gleiten die Schrotkörner nach dem unteren Ende; wird das Lot aber aufgezogen (vgl. die Lage rechts), so geht durch den Widerstand des Wassers das Instrument mit dem vorher unteren Ende nach oben und der Schrotballast rollt in die entgegengesetzte Höhlung der Rinne hinüber, so das Instrument in der neuen Lage festhaltend. So angenehm es ist, ein nur mit Quecksilber gefülltes, sich schnell akkomodierendes

und leicht zu kontrolierendes Thermometer in diesen Negretti-Zambras zu besitzen, so ist doch niemals eine Sicherheit dafür vorhanden, daß der Quecksilberfaden richtig an der Verengung abreißt oder dieses durch das Zerren des Schiffes an der Leine nicht zur Unzeit erfolgt. Beim Aufwinden des Thermometers an die wärmere Oberfläche dehnt sich ferner das Quecksilber im Bulbus wieder aus und tritt dann tröpfchenweise in die Röhre über, wo die S förmige Krümmung dazu dient, es aufzunehmen. Nach der Versicherung kundiger Physiker wird dadurch hinreichend verhindert, daß dieses neu ausgetretene Quecksilber sich mit dem in die Röhre hinabgeglittenen vereinigt, falls die Bewegungen des Schiffes nicht zu heftige sind. Im Ganzen erfordern die Negretti-Zambras also noch größere Vorsicht bei der Manipulation wie die Miller-Casellas, sind aber in dem oben angeführten Fällen anomaler Wärmeschichtung geradezu unentbehrlich. *)

Um die Verteilung der Wärme in den verschiedenen Tiefen zu messen, werden in bestimmten Abständen (meist alle 200, in größeren Tiefen alle 1000 Meter) die Thermometer an der Leine angebracht, es werden also ganze Reihen von Temperaturmessungen auf einmal gewonnen. Man hat dabei noch den Vorteil, daß sich etwaige Störungen an den Instrumenten einigermaßen kontrolieren lassen. —

Die systematischen Untersuchungen der Tiefseetemperaturen haben nun folgende allgemeine Ergebnisse gehabt.

Erstlich ist die Wärmeschichtung in den offenen Ozeanen, mit Ausnahme der dem Polarkreise nahen Gebiete, eine regelmäßige insoweit, als die Temperaturen kontinuirlich von der Oberfläche abwärts abnehmen, anfangs schnell, dann langsamer, sodaß am Boden in Tiefen über 4000 m Temperaturen von nur 1° und weniger herrschen. Beistehende graphische Darstellung giebt eine Serie von Temperaturmessungen der „Gazelle“ aus

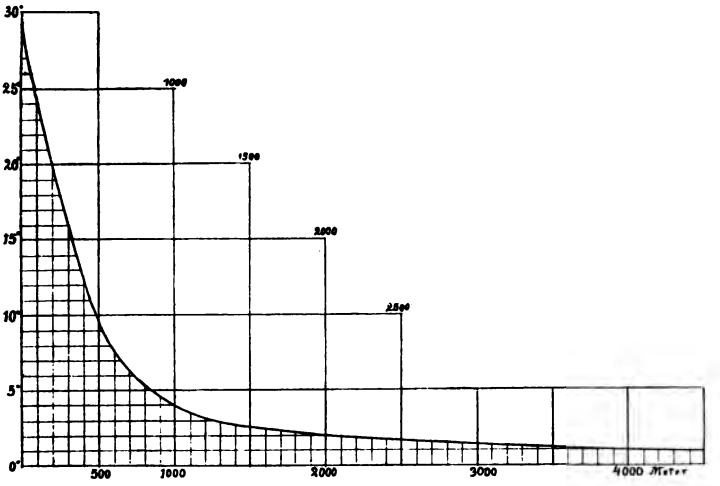
*) Der Preis eines solchen Thermometers ist 50 Mark.

dem zentralen Teil des Pazifischen Ozeans; die Kurve kann als die normale gelten.

In den abgeschlossenen Nebenmeeren ist die Wärmeschichtung komplizierter: im arktischen und antarktischen Gebiet kommen sogar in den Tiefen hier und da wärmere Temperaturen vor als an der Oberfläche.

Im Großen und Ganzen darf man die mittlere Temperatur der irdischen Meeresdecke eine auffallend niedrige nennen, wahrscheinlich beträgt sie nicht ganz 4°.

Fig. 39.



Kurve der Temperaturabnahme von der Oberfläche bis zum Boden in 14,5° südl. Br. und 172,3° westl. L. im Pazifischen Ozean.

Nehmen wir den ganzen Pazifischen Ozean zwischen 40° n. und 40° s. Br. und die südäquatorialen Teile des Atlantischen und Indischen Ozeans bis 50° s. Br., so haben wir in diesem nahezu $^3/_4$ der ganzen Ozeanfläche umfassenden Gebiet von 1000 m Tiefe abwärts nahezu dieselben Temperaturen, nämlich in der Nähe des Äquators 4° bis 5°, bei 40° Br. 3° bis 4°. Wir sehen also eine überraschende Gleichförmigkeit der Tiefentempe-

raturen von 1000 m abwärts vor uns, sodaß nur die verhältnismäßig dünne Schicht von 1000 m der Einwirkung der klimatischen Unterschiede an der Erdoberfläche und der Meeresströmungen ausgesetzt erscheint. Auf die Wärmeverteilung in dieser oberen Schicht im Einzelnen soll hier nicht eingegangen werden, einiges kann überhaupt erst mit den Meeresströmungen zugleich zum Verständnis gelangen. Doch sei hier allgemein noch Folgendes bemerkt.

Im äquatorialen Teil des Atlantischen und Pazifischen Ozeans nimmt die Temperatur in den obersten 200 Metern rund 6° bis 8° je nach der Jahreszeit, für die ersten 500 Meter aber um 18° ab. (Vgl. Fig. 39). In der Nähe des 40° Br. dagegen ist die Abnahme schon langsamer, sie dürfte (bei 14° im Jahresmittel an der Oberfläche) auf die ersten 200 Meter etwa 5°, auf 500 Meter aber 9° betragen, ist also für letzteres Niveau nur halb so groß wie am Äquator.

In den höheren Breiten ist der Unterschied der Temperatur an der Oberfläche gegen die der Tiefe noch geringer. So maß die Challenger-Expedition im Indischen Ozean schon bei den Crozet-Inseln (46° s. Br. $48^1/_3$° ö. Lg.) auf die ersten 200 Meter nur 2° Abnahme (von 5° auf 3°) und in 500 m Tiefe stand das Thermometer nur $^1/_3$° niedriger als in 200 m. Diese gleichmäßige Wärmeabnahme in Verbindung mit der Druckzunahme mit der Tiefe erklärt in sehr einfacher Weise, wie James Clark Roß vor vierzig Jahren fälschlich eine Temperatur von 4° in der ganzen Wassersäule von der Oberfläche bis in die größten Tiefen finden konnte; bei seinen nicht gegen Druck geschützten Thermometern wurde die Wärmeabnahme genau durch die steigende Kompression kompensiert, was man durch Experimente mit hydraulischen Pressen direkt hat nachweisen, gewissermaßen wiederholen können. —

In den nordhemisphärischen Teilen des Indischen und noch mehr des Atlantischen Ozeans ist die Erwärmung der Gewässer von oben her eine viel intensivere: da ist in 1000 m Tiefe

nicht wie am Äquator die Temperatur 5°, ſondern 8° bis 9°. Auch hierfür werden wir die Erklärung in den Meeresſtrömungen kennen lernen.

Auffallen müſſen die Bodentemperaturen von nur wenig über 0° ſelbſt unter dem Äquator. Man könnte eher erwarten, gerade am Boden der Meere ſehr hohe Temperaturen zu finden, wenigſtens ſolche, die den niedrigſten Lufttemperaturen, welche in der Tropenzone vorkommen, gleichen. Nehmen wir ein abgeſchloſſenes mit Salzwaſſer gefülltes Seebecken von einiger Ausdehnung und einer Tiefe von 4000 m, ſo würde, wenn die Luft an der Oberfläche des Waſſers jahraus jahrein 25° zeigte, dieſe Temperatur durch Leitung der ganzen Waſſerſäule mitgeteilt werden. Wenn dann einmal einige Zeit hindurch die Lufttemperatur auf 20° heruntergine, ſo würden auch die oberſten Waſſerſchichten dieſe Temperatur annehmen: dadurch jedoch würden ſie ſchwerer werden und in die Tiefe ſinken, um dem leichteren, weil noch wärmeren Waſſer unter ihr Platz zu machen. Wechſeln warme und kalte Jahreszeiten mit einander ab, ſo wird demnach am Boden dieſes Sees die Temperatur der kälteſten Jahreszeit gefunden werden.

Man könnte nun fragen, würde nicht in einem ſolchen See, an deſſen Boden man dem bekanntlich ſehr heißen Erdinnern um 4000 m näher iſt, eine ſehr hohe Temperatur herrſchen müſſen? Es nimmt doch auf jede 33 m, die wir in der feſten Erdrinde abwärts gehen, wie in Bergwerksſchächten, die Temperatur um 1° zu. — Es wird aber leicht einzuſehen ſein, daß in einem irgendwie geräumigen Becken ſehr bald eine Zirkulation des Waſſers eintreten müßte, indem nämlich die von dem heißen Erdinneren erwärmten unterſten Waſſerſchichten, weil durch Erwärmung leichter geworden, an die Oberfläche ſteigen und durch kältere erſetzt würden. Dieſe kälteren Waſſerſchichten entziehen der warmen Erdrinde mehr und mehr die Wärme und ſchließlich wird ein gewiſſer Gleichgewichtszuſtand erreicht werden: ſobald die Tiefenſchichten ſich über die Wintertemperatur an der

Oberfläche erwärmen, so werden sie aufsteigen und die kältesten Oberflächenschichten an ihre Stelle treten.

Die Ozeane sind aber nicht solche abgeschlossene Becken, sie stehen vielmehr in breitester Ausdehnung im Zusammenhang mit sehr kalten Meeren, namentlich auf der südlichen Hemisphäre. Dort sind also große Räume mit einer Wassertemperatur vorhanden, die nur wenig von 0° entfernt sein wird, schon in der Nähe des südlichen Polarkreises. Denken wir uns nun einmal zwei abgeschlossene Wassersäulen, eine durchaus warme von dem Äquator, eine eiskalte vom Polarkreis, dicht nebeneinander gestellt und dann die Scheidewand entfernt, so würde das kalte Polarwasser als das schwerere die tiefsten Schichten, das tropische Wasser als das wärmste, die Oberfläche einnehmen. Es würde diese Anordnung auf dem Wege einer vertikalen Zirkulation sich vollziehen, wobei in der Tiefe ein Strom vom kalten Gebiet in das warme, an der Oberfläche aber umgekehrt ein Strom vom warmen Gebiet ins kalte auftritt, bis alles im Gleichgewicht ist.

In der Natur ist nun der Abstand vom Äquator bis zum Polarkreise ein sehr großer, über 6000 Kilometer, also 1700 mal länger als die Tiefe der Ozeane. Denken wir uns quer über die Ozeane bei jedem zehnten Breitengrad eine Scheidewand errichtet, so würden am Boden einer jeden Sektion die niedrigsten Wintertemperaturen, welche an der Wasseroberfläche vorkommen, gefunden werden. Aber die Unterschiede in der Wärmeschichtung, zwischen je zwei benachbarten Wassersäulen werden so erheblich nicht mehr sein, und wenn nun sämtliche Scheidewände entfernt würden, dürfte man keineswegs einen sehr starken Strom erwarten, weder einen sehr kräftigen an der Oberfläche zum Polarkreise, noch in der Tiefe zum Äquator. Ausbleiben aber wird eine solche vertikale Zirkulation keinenfalls: nur sehr langsam, ganz gewiß nicht als Strom meßbar, wird sie sich vollziehen, vielmehr nur in der Form eines ganz langsamen Nachdrängens.

Wären die Tiefen der Ozeane durchweg gleiche, ſo müßte ſchließlich als Dauerzuſtand ſich ein ſolcher ergeben, wo die Bodentemperaturen rings um die Erde überall dieſelben wären. Ein kleiner klimatiſcher Unterſchied wird aber doch nicht verwiſcht werden können. Die niedrigſten Temperaturen des Polarmeeres, alſo — 2.5°, werden ſich bei ihrem Wege auf dem Äquator zu nicht konſervieren, da ſie durch Leitung von oben her doch ein wenig ſich erwärmen müſſen. Die Meeresdecke der Erde iſt eben im Vergleiche zu ihrer Tiefe zu dünn, als daß bei dem langen und äußerſt langſam durchmeſſenen Wege zum Äquator auch die unterſten Schichten ganz unbeeinflußt von der an der Oberfläche herrſchenden größeren Wärme ſich halten könnten. Darum finden wir im Indiſchen Ozean nordweſtlich von Auſtralien am Boden in 5500 m noch 0.9°, im Pazifiſchen Ozean am Äquator in 5000 m Tiefe 0.8°, im Südatlantiſchen Ozean im Nordoſten von Braſilien noch 0.2°, nicht aber — 2.5°, eine Temperatur, die der ältere Roß in dem Bodenſchlamm des Baffinsbai einſt fand (ſ. oben S. 37), und welche als das denkbare Minimum von Meerestemperatur gelten muß, da ſie dem Gefrierpunkt des Seewaſſers gleichkommt.

Die niedrigſten Bodentemperaturen außerhalb der kalten Zone fand die Challenger-Expedition im Südatlantiſchen Ozean im Oſten der Laplata-Mündung, wo ſechs Lotungen die niedrigen Werte von — 0.3° bis — 0.6° in rund 5000 m Tiefe ergaben. Auf der Oſthälfte des Südatlantiſchen Ozeans dagegen ſind in der gleichen Breite um einen Grad höhere Temperaturen (bei übrigens gleicher Tiefe) gefunden. Noch erheblicher iſt der Unterſchied zwiſchen der Weſt- und Oſthälfte des Südatlantiſchen Ozeans in der Breite von 20° S. In der braſiliſchen Tiefe fanden „Challenger“ und „Gazelle“ Bodentemperaturen von + 0.4° bis + 0.6°; in der Benguelatiefe dagegen die „Gazelle“ + 2.3° und + 2.4°, bei faſt genau gleichen Tiefen von 5100 m.

Dieſer Unterſchied iſt nur dadurch zu erklären, daß eine

Bodenschwelle von 3000 bis 3500 m Tiefe sich von Tristan d'Acunha nach Südafrika (Lüderitzland) hinüber erstreckt, welche so das nordwärts gelegene ostatlantische Gebiet gegen das Eindringen der kalten antarktischen Gewässer deckt. Unbehindert dagegen dringen die letzteren in das brasilische Becken ein und bewirken südlich von 33° s. Br. daselbst Bodentemperaturen von weniger als 0°, nördlich davon bis zum Äquator und ein wenig über denselben hinaus zwischen 0° und + 1°. Dieses ganze westliche Stück des Südatlantischen Ozeans hat man darum auch wohl die „kalte Rinne" genannt.

Auch im Nordatlantischen Ozean scheint ein solcher Gegensatz der Bodentemperaturen in der West- und Osthälfte, wie beide durch den Azoren- und Delphinrücken getrennt sind, zu bestehen, wenn auch weniger ausgeprägt. In der Westhälfte nämlich sind durchweg Temperaturen von 1.5° gefunden, gegen 1.8° bis 2.2° in der Osthälfte, beidemal in 5000 m Tiefe.

Diese Trennung durch den Delphinrücken und das atlantische Plateau setzt sich also höchst wahrscheinlich noch südwärts fort bis unter den Äquator, wo sie im Äquatorialrücken Anschluß an jenen südatlantischen Längenrücken gewinnt, der von Ascension bis Tristan d'Acunha die oben beschriebene Scheidung in eine Ost- und Westhälfte bewirkt (s. oben S. 68).

Die antarktischen Gewässer der „kalten Rinne" bei Brasilien treten aber anscheinend auch nicht viel weiter als bis 10° n. Br. über den Äquator hinüber, denn sonst würden die Bodentemperaturen der westindischen Tiefe doch wohl weniger als 1.5° betragen müssen. Gegen die Einwirkung des Kaltwassers aus dem Nördlichen Eismeer ist der ganze Nordatlantische Ozean wohl verwahrt durch die oft genannten Bodenschwellen von im Mittel nur 550 m Tiefe, welche die Baffinsbai, die Dänemarkstraße, und das Gebiet zwischen Island und Schottland nach Süden hin abschließen. Da können nur durch den kalten Labradorstrom, mit den Schmelzwässern der Eisberge, niedrige Temperaturen der Westseite dieses Ozeans zugeführt werden; indes wird ihre Ein-

wirkung auf die Tiefenſchichten dadurch vermindert, daß dieſer arktiſche Strom ein relativ ſalzarmes, alſo leichtes Waſſer beſitzt, welches trotz niedriger Temperaturen an der Oberfläche zu verbleiben geeignet iſt.

Wie wirkſam jener Wyville Thomſon-Rücken zwiſchen Oſt-Grönland und Schottland in thermiſcher Hinſicht iſt, mag folgender Vergleich der Temperaturen nordöſtlich und ſüdweſtlich desſelben, alſo im „Nordmeer“ und benachbarten nordatlantiſchen Gebiet, zeigen.

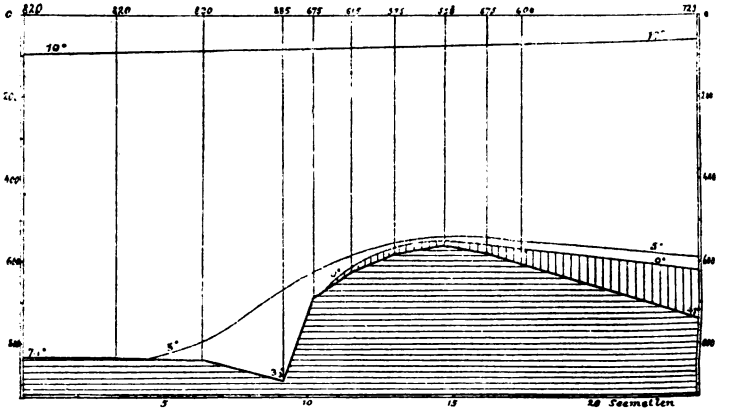
Temperatur:	Warmes Gebiet:	Kaltes Gebiet:
an der Oberfläche:	11.4°	11.1°
in 450 m Tiefe	8.1°	3.5°
„ 600 „ „	7.0°	— 0.7°
„ 1000 „ „	6.0°	— 1.3°

Dieſe beiden Gebiete grenzen ſo ſcharf aneinander, daß auf 10 Seemeilen Abſtand in der gleichen Tiefe doch Unterſchiede von 5° vorhanden ſind, während die Temperaturen der Oberfläche dabei bis auf einen halben Grad übereinſtimmen. Die neueſten Unterſuchungen (im Sommer 1882) durch den engliſchen Dampfer „Triton“ unter dem Kommando von Kapt. Tizard haben übrigens ergeben, daß ſich in der Mitte dieſes Rückens eine Einſattelung von 7 Sm. (13 km) Breite und 600 m Tiefe findet, durch welche merkwürdigerweiſe ein wenig Eismeerwaſſer (von — 1°) in den Atlantiſchen Ozean eintritt. Aber ſchon in 10 km Abſtand vom Scheitel des Sattels hat es ſich bis auf + 3° erwärmt, und ſo ſcheint es wegen ſeines geringfügigen Volums und äußerſt langſamen Stromes überhaupt keine weitreichende Abkühlung ſüdweſtwärts zu verbreiten. Umſtehender Querſchnitt verdeutlicht dieſe intereſſante unterſeeiſche Einſtrömung durch die Lage der Iſotherme von 0° und 5°; die vertikalen Linien geben die Tiefen in Metern.

Ganz in derſelben Weiſe wie hier der Nordatlantiſche Ozean durch ſolche unterſeeiſche Landrücken gegen das Eindringen des eiskalten arktiſchen Bodenwaſſers geſchützt iſt, ſo auch die größeren Mittelmeere wegen ihrer engen und flachen Verbindung

mit den Nachbarozeanen wieder gegen den Übertritt kühleren Tiefenwassers aus den letzteren. Das Romanische Mittelmeer steht mit dem Atlantischen Ozean nur durch die Straße von Gibraltar in Verbindung. Diese ist nur 13 400 Meter (oder rund 7 Sm.) breit und durch einen westlich vor den Eingang sich vorlagernden Rücken bis auf 500 m gegen den Atlantischen Ozean abgeschlossen. In diesem Niveau von 500 m herrscht eine Temperatur von 13°, und diese ist also die kälteste, welche

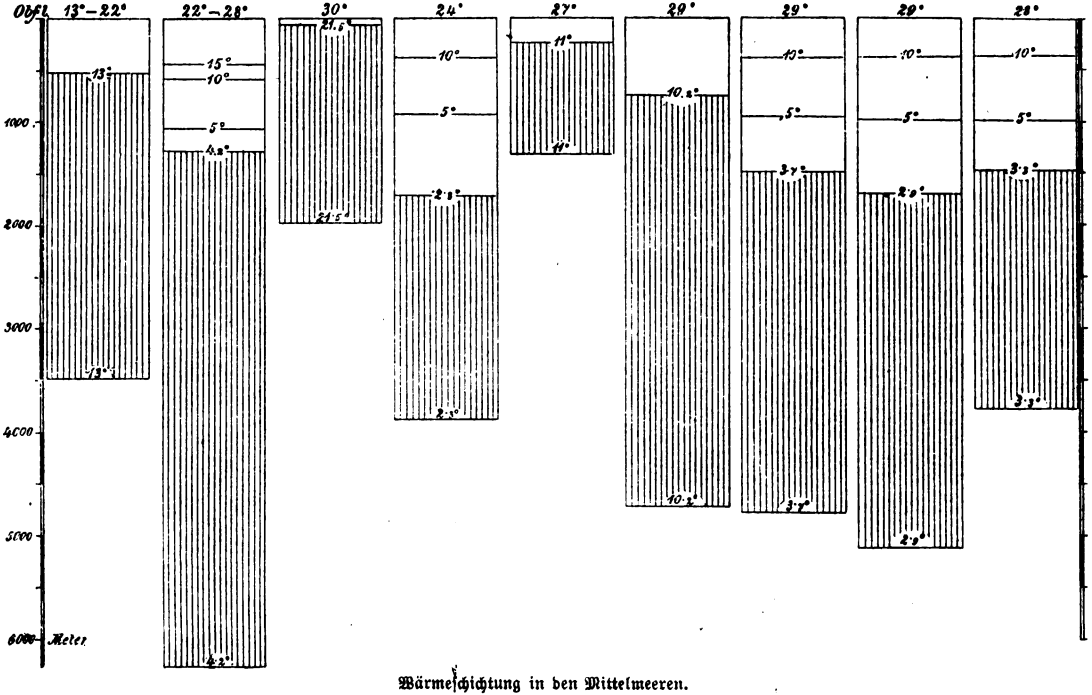
Fig. 40.



Wärmeschichtung über dem Thomsonrücken zwischen Schottland und den Far-öer (nach Tizard).

aus dem Ozean in das Mittelmeer eindringen kann. Die Temperaturlotungen im Bereiche des Mittelmeeres haben nun gezeigt, daß dasselbe von 500 m abwärts eine stets sich gleichbleibende Temperatur von 13° bis zum Boden in beinahe 4000 m Tiefe besitzt, wobei in der Osthälfte des Meeres diese „homothermische" Schicht noch etwas über 13° erwärmt ist. Im Winter tritt also nicht selten der merkwürdige Fall ein, daß von der Oberfläche bis zum Boden das ganze Meer eine und dieselbe Temperatur hat. Die Unveränderlichkeit der Boden-

Fig. 41.



Wärmeschichtung in den Mittelmeeren.

temperatur im Mittelmeere und ihre Höhe von 13° hat übrigens bereits der Physiker Saussure im Jahre 1780 konstatiert, indem er bei Genua und Nizza Thermometer, die nach Art der Dr. Meyer'schen durch Einhüllung in eine dicke Wachsschicht träge gemacht waren, bis in 580 m Tiefe versenkte.

Solche „homothermische" Tiefenschichten sind aber auch in anderen Mittelmeeren gefunden worden. Umstehende graphische Darstellung zeigt in den ersten drei Querschnitten die Wärmeschichtung im Mittelländischen Meer, im Amerikanischen Mittelmeer und Roten Meer; die folgenden sechs Querschnitte beziehen sich auf die Temperaturverhältnisse der einzelnen Tiefenbecken des Australasiatischen Mittelmeeres (Chinasee, Philippinensee, Sulusee, Celebessee, Bandasee und Sawusee). Die homothermischen Schichten sind schraffiert, die größte Mächtigkeit derselben zeigt das Amerikanische Mittelmeer, die höchsten Temperaturen das Rote Meer, die Sulusee und das Romanische Mittelmeer.

Für die Nebenmeere der höheren Breiten müssen andere Gesetze gelten: hier erniedrigen die kalten Winter die Temperaturen an der Oberfläche des Wassers bis unter 0°, so daß vielfach größere Flächen dieser Meeresgebiete sich mit einer Eisdecke überziehen, wie das im Golf von St. Lorenz, in der nördlichen Ostsee und in den ostasiatischen Randmeeren jeden Winter der Fall ist, während in den flacheren Küstenstreifen der Nordsee und im Schwarzen Meer nur die strengeren Winter von Eisbildung begleitet sind. Die Verhältnisse im nördlichen Polarmeere werden wir alsbald ausführlicher behandeln; hier mögen als Muster dieser Art Nebenmeere die Wärmevorgänge in der Nordsee und Ostsee ein wenig dargelegt werden, so wie sie sich aus den langjährigen Beobachtungen der sog. „Kieler Kommission" und der Arbeiten an Bord der deutschen Kriegs- und Vermessungsfahrzeuge ergeben haben.*)

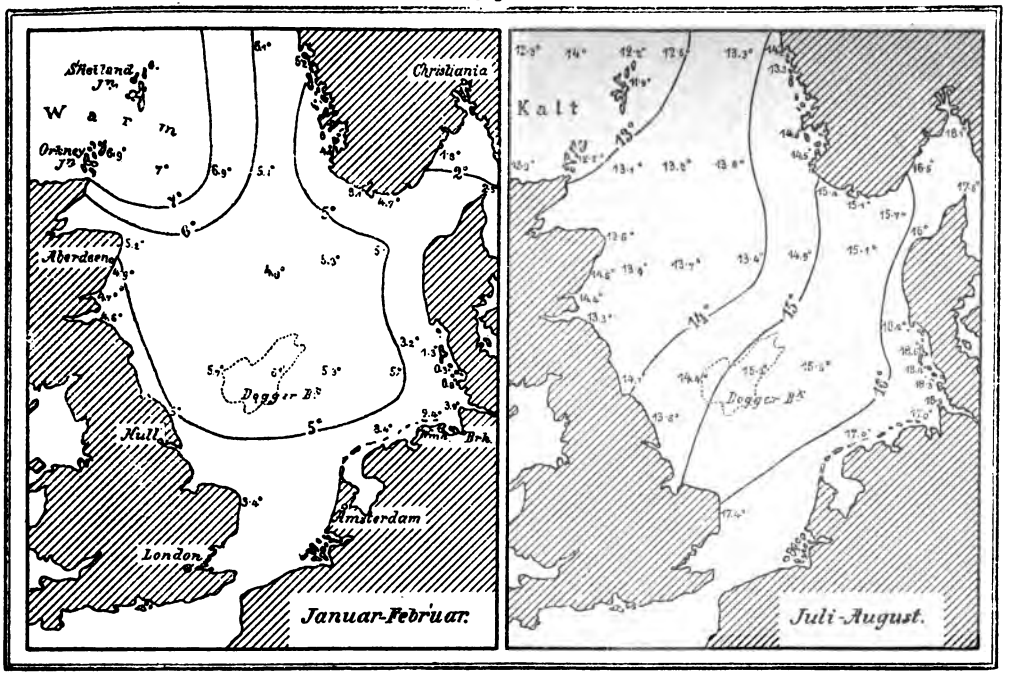
*) Namentlich die Herren: Prof. Dr. G. Karsten und Dr. Meyer-Forsteck in Kiel, wie Korv.-Kapt. Holzhauer haben sich in dieser Hinsicht besondere Verdienste erworben.

Die Oberflächen-Temperaturen der Nordsee sind äußerst schwankende. Während vor dem Britischen Kanal der Unterschied der kältesten von der wärmsten Temperatur 7.5°, bei den Shetland-Inseln gar nur 5° beträgt, steigert sich derselbe an der deutschen Küste nördlich der Emsmündungen (bei Borkum Riff Feuerschiff) auf 15.4°, bei Helgoland auf 14.3°, an der Nordküste des Skagerrak auf 5.1°, hier fast ganz dieselben Werte erreichend, wie die Schwankungen der Luftwärme. Die absoluten Temperaturen in den extremen Jahreszeiten veranschaulichen die beiden umstehenden Kärtchen; die absolut höchste Wärme wird in der Mitte des August, die niedrigste in der ersten Hälfte des März anzusetzen sein. Man sieht, wie im Sommer die flachsten Teile im äußersten Südosten, im sog. Wattenmeer, am wärmsten sind, während im Winter das vom Golfstromwasser beherrschte Meer nördlich von Schottland diesen Rang behauptet.

Am Boden der Nordsee sind die Temperatur-Schwankungen um so größer, je flacher das Meer ist: im tiefen Skagerrak beträgt die Änderung der Temperatur in 90 m im ganzen Jahr nur 0.3°, und in 190 m verschwindet sie ganz. Dort ist am Boden auch in den größten Tiefen (580 m) die Temperatur jahraus jahrein 5° gefunden worden: also 4.5° höher als die mittlere Lufttemperatur im Januar daselbst.

Eine sehr schwache, aber doch nicht ganz zu leugnende Strömung reguliert die Tiefentemperaturen: sie setzt von den Shetland-Inseln an südwärts an der Ostküste Schottlands und Englands entlang und wendet sich alsdann, verstärkt durch einen aus dem Kanal kommenden Strom nach der holländischen Küste östlich, bestreicht dann die deutsche Nordseeküste, in der Helgoländer Bucht nach Norden biegend geht sie endlich an der Westküste Jütlands bis in das Skagerrak, wo sie sich wieder nordwärts entlang der norwegischen Küste wendet. Diese Strömung trägt ozeanisches Wasser an der englischen Küste nach Süden und bewirkt daselbst verhältnismäßig geringe Schwan-

Fig. 42.



Temperaturen der Nordsee

kungen der Waſſerwärme (jährliche Oscillation bei Scarborough nur 9°!). Die ſtagnierende Mitte dieſes Stromringes aber liegt etwas nördlich von der Doggerbank und dieſer Raum konſerviert in der Tiefe bis in den Sommer hinein verhältnismäßig niedrige Temperaturen. Mitte Auguſt 1872 fand die Kieler Kommiſſion an Bord S M S. Pommerania daſelbſt an der Oberfläche 15.6°, dagegen von 27 m an bis zum Boden in 66 m nur 7.2°, während ſüdlich von der Doggerbank ſchon im Frühſommer das flachere Waſſer bis auf den Grund hin ſich ſchnell erwärmt, ſo daß man ſagen kann, das Tiefenwaſſer ſüdlich der Doggerbank iſt in mehr als 40 m Tiefe im Sommer durchweg 9° wärmer als nördlich von der Bank. Im Auguſt iſt auf dem Feuerſchiff Außenjade die Temperatur an der Oberfläche 17.9°, in 15 m Tiefe 17.6; dagegen im März an der Oberfläche 4.2°, in der Tiefe 4.3°, alſo um 0.1° wärmer. Hier zeigt ſich alſo die Zufuhr wärmeren (aber ſalzigeren, alſo ſchwereren) Waſſers in der Tiefe noch eben ſpürbar.

Die Oſtſee zeigt noch extremere Schwankungen der Temperaturen. In der Kieler Bucht ſind an der Oberfläche als äußerſte Grenze $-1°$ und $+22{,}5°$, in 9 m Tiefe $0°$ und $+16{,}5°$, in 20 m $0°$ und $+14{,}5°$ beobachtet; und da der Salzgehalt in der Tiefe ſehr viel beträchtlicher iſt als an der Oberfläche, ſo nimmt im Winter die Temperatur normalerweiſe mit der Tiefe zu. In der Kieler Bucht (Friedrichsort) iſt im Winter das Tiefenwaſſer in 29 m Tiefe durchſchnittlich $2^1/_4°$ wärmer als das Oberflächenwaſſer, in der Wismarſchen Bucht bei Poel (in 7,3 m) ſogar 2,6°, und noch in Reval im finniſchen Golf 0,4°, im letzteren Falle bei nur 2,3 m Tiefe! Dagegen iſt im Sommer das Tiefenwaſſer in Friedrichsort um 9,8° (im Juli allein 10,7°), in Poel 1,8°, in Reval 0,2° kälter als die Oberflächenſchicht.

In der offenen Oſtſee ſcheinen, nach den Unterſuchungen einer ſchwediſchen Expedition unter Ekmans Leitung im Sommer 1877, die Verhältniſſe etwas komplizierter zu

sein. Ekman fand nur bis auf eine mäßige Tiefe die sonst für den Sommer normale Abnahme der Temperatur bestätigt, unterhalb dieser relativ kältesten Schicht aber lag wieder eine etwas wärmere. Die Kieler Kommission hat bei ihren Kreuzfahrten in der Ostsee Ähnliches nicht beobachtet; die Temperaturen nahmen (östlich von Gotland) kontinuierlich ab bis zum Boden in 200 m Tiefe, wo das Thermometer + 0,8° ergab. Da diese Messung aber im August gemacht wurde, Ekmans aber im Juli, so sprechen sie nicht notwendig gegeneinander. Die Verhältnisse sind auch schwerlich in einem Jahre dieselben wie im andern, da die submarine Einströmung salzigen Wassers durch die Belte nicht in jedem Jahre gleich intensiv auftritt. Hier wären systematische Untersuchungen gerade in der tiefen Mulde zwischen Gotland und Kurland besonders erwünscht; fehlt es doch sogar an regelmäßig beobachtenden Küstenstationen in diesem Teile der Ostsee.

Im nördlichen Eismeer haben wir zwei Gebiete nach ihrer verschiedenartigen Wärmeschichtung zu unterscheiden: das tiefe großenteils eisfreie Becken des sogen. „Europäischen Nordmeeres" zwischen Norwegen, Grönland und Spitzbergen, und das flachere und eisbedeckte Meer östlich vom Meridiane des norwegischen Nordkaps, die „Barentz-See".

Im Europäischen Nordmeer nimmt die Temperatur normaler Weise stetig bis zum Boden hin ab, so daß z. B. nach einer Messung Mohns im Juli 1877 die Temperatur an der Oberfläche 8,6° betrug, dann weiter

in 100 m noch 5°,
in 1100 m schon 0°,
am Boden in 3130 m aber — 1°.

In der Nähe der westlich von der Insel Jan Meyen treibenden Eisfelder aber ändert sich die Wärmeschichtung je nach der Jahreszeit. Im März und April ist nach Mohn in den obersten 75 bis 100 m die kälteste Schicht von — 2° vorhanden, nach unten nimmt dann die Temperatur zu, (in einem Falle in

290 m Tiefe bis zu + 0,1°) wobei natürlich das Tiefenwasser auch einen erheblich größeren Salzgehalt besitzt. Schmilzt nun im Sommer das Eis, so lagert sich über das kalte Winterwasser eine sehr schwach salzige aber wärmere Schicht; dann nimmt die Temperatur von der Oberfläche erst ein wenig ab, aber weiter nach unten wieder zu.*) Dasselbe geschieht nach Mohn namentlich auch in den inneren Gebieten der norwegischen Fjorde, wo die Temperatur im Juli an der Oberfläche 11,4° beträgt, in 55 m aber nur 5,8°, dann wieder steigend bis 6,6° in 200 m Tiefe am Boden.

Anders fand Weyprecht die Verhältnisse im Barentz-Meer zwischen Nowaja Semlja und Franz-Joseph-Land: dort war im Winter in 50 m Tiefe eine Temperatur von — 2,1°, in 310 m am Boden aber — 1,1°, also hier eine Zunahme der Temperatur und selbstverständlich auch des Salzgehaltes. Dagegen nahm im Sommer die Temperatur von 50 m, wo sie — 2,1° geblieben war, ab bis — 2,24° am Boden in 210 m Tiefe; dann hatte also die ganze Wassersäule eine nahezu gleiche, aber sehr niedrige Temperatur. Nach Weyprecht ergiebt sich als Mitteltemperatur von der Oberfläche bis zum Boden

im Sommer — 2,14°,
im Winter — 1,48°.

Dieser Teil des Eismeeres hat also im Winter wärmeres Wasser als im Sommer. Weyprecht hat dieses paradoxe Verhalten dadurch zu erklären versucht, daß er in diesem verhältnismäßig flachen Meer im Sommer die großen Mengen von Schmelzwasser, welche aus den sibirischen Strömen herstammen, dominieren läßt: diese bewirken ein höheres Niveau des Meeres und verdrängen die salzigeren aber wärmeren aus dem norwegischen Meer vordringenden Tiefenschichten. Im Winter

*) So auch in der Davisstraße nach den Untersuchungen der Fylla im Sommer 1884. Diese fand beispielsweise (im 67° nördl. Br. und 67½° westl. Länge) an der Oberfläche + 2,8°, in 55 m + 0,9°, in 560 m aber + 4.2°.

dagegen können die letzteren, die äußersten Ausläufer des Golfstroms, sich unter dem Eise nach Osten hin ausbreiten, denn nun fehlen die sie zurückdrängenden Schmelzwassermassen.

Im Antarktischen Ozean sind in der Nähe der Eiskante die Temperaturen während des dortigen Sommers ganz denen ähnlich, wie wir sie bei Ostgrönland kennen gelernt haben. Dort traf die Challenger-Expedition südlich von Kerguelen im 65° südl. Br. an der Oberfläche Temperaturen unter 0°, einmal — 1,2°; bis 230 m nahm die Temperatur noch ab und zwar bis — 1,5°; dann schien sie wieder zu steigen zwischen 500 und 600 m 0° zu erreichen und am Boden in 3300 m Tiefe + 0,5° zu betragen.*) Auch hier ist also die Einschaltung einer kälteren Schicht zwischen zwei wärmeren im Südsommer sehr wahrscheinlich und es ist keine Frage, daß dieses kältere Wasser schwach salziges Schmelzwasser, von der Packeiskante herstammend, ist.

3. Die Eisverhältnisse.

Schon die letzten Beobachtungen führten uns in die Polargegenden der Erde und zeigten uns die tief und weit reichenden Wirkungen der Eismassen, welche große Flächen der arktischen und antarktischen Räume beherrschen.

Das im Meere vorkommende Eis ist dreierlei Art, Süßwassereis, Gletschereis und Feldeis, wovon nur das letztere aus gefrorenem Meerwasser besteht.

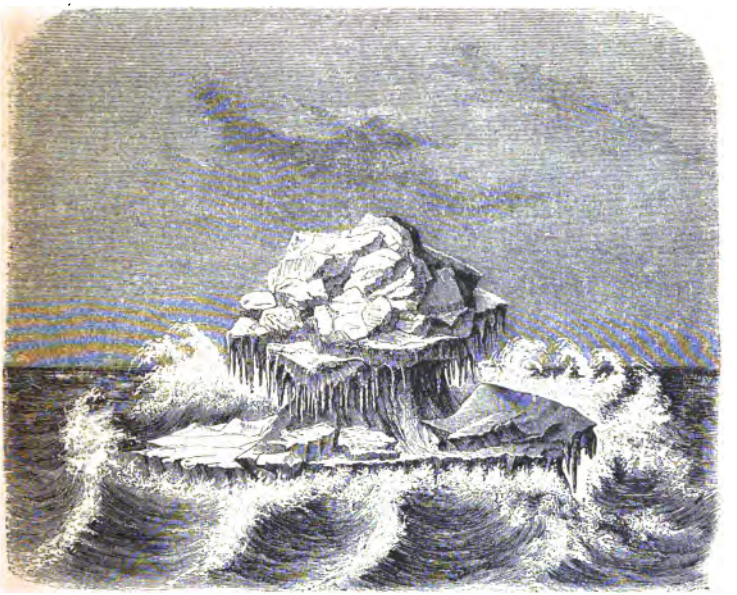
Süßwassereis wird nur in einigen Teilen des Nordpolarmeeres gefunden, so im Karischen Meer, der Barentz-See nördlich Nowaja-Semlja und nördlich von den sibirischen Küsten: es wird durch die auftauenden großen Flüsse Sibiriens und Nordrußlands in jedem Frühjahr nach mächtigem Eisgange in die See hinausgeführt, wo es durch seine krystallhelle grünliche Farbe, große Härte und Sprödigkeit von dem Feldeise des Meeres leicht zu unterscheiden ist. Die norwegischen Walroß-

*) Da keine Umkehr-Thermometer im Gebrauch waren, so sind diese Daten nicht ganz zweifellos.

und Robbenjäger, welche mit ihren kleinen starken und flinken Yachten diese Meere durchstreifen, gehen auch den kleinsten Stücken dieses scharfen Eises aus dem Wege, während sie Collisionen mit dem mürberen Feldeise keineswegs scheuen.

Das Gletschereis liefert die imposantesten Eisbildungen der arktischen Meere, die großen Eisberge. Ihre Geburtsstätte liegt

Fig. 43.



Eisbildung.

in den schnee- und firnerfüllten Thälern und Mulden der hohen Landflächen, die im arktischen Gebiet in Grönland, Spitzbergen, Franz-Josephsland stellenweise fast alpinen Charakter annehmen. Namentlich ist das ganze innere Grönland als ein großes Firngebiet aufzufassen, welches seine Gletscherzungen an die Küsten herunterschiebt und in den Fjorden bis in die See hineinragen

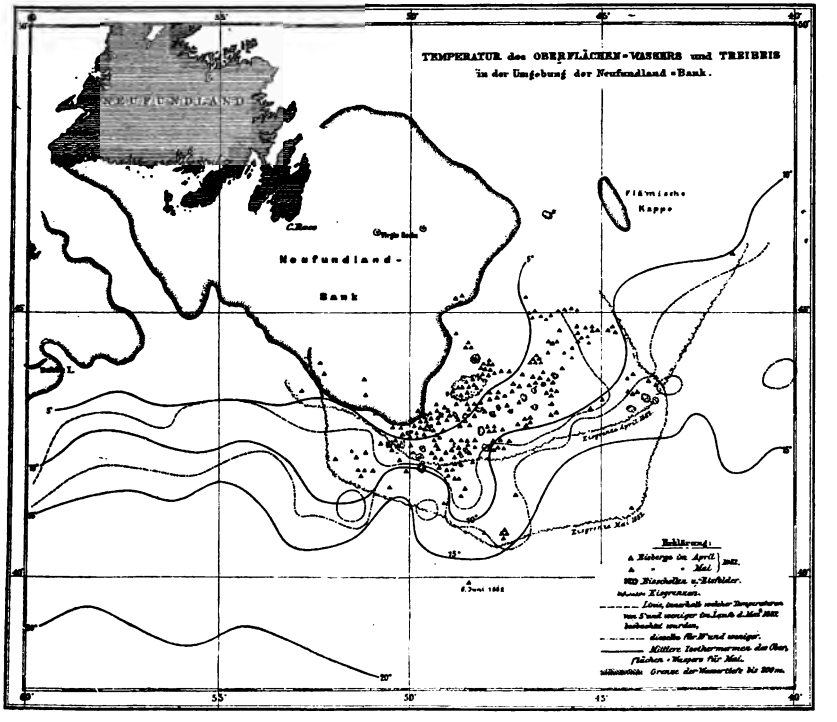
läßt. Da die Gletscher auch im Winter in steter Vorwärtsbewegung bleiben, so brechen die vordersten Enden derselben durch den Auftrieb des Wassers ab und werden alsdann durch Strom und Wind von den Küsten hinweggeführt, weithin von ihrem Entstehungsorte. Die arktischen Eisberge sind also nichts als abgebrochene Gletscherköpfe. So bringen sie auch alle Kennzeichen des Gletschereises mit sich, zeigen eine gewisse Schichtung, sind beladen, besonders an ihrer ursprünglichen Unterseite mit Steinen und Schutt, zeigen zahlreiche Spalten, welche den zerstörenden Kräften geeignete Angriffspunkte gewähren. In wärmere Breiten getrieben zerfällt der große Berg mehr und mehr, die Kraft der Sonne schmilzt ihn in der Luft, das wärmere Wasser in seinem untergetauchten Teile, der Seegang nagt unaufhörlich an seinen Flanken, und Regengüsse spülen vertiefend durch seine Spalten. So präsentieren sich diese treibenden Eisberge bisweilen in wunderlichen, grottesken Formen, bald turmartig steil in Zinken und Zacken sich erhebend, jederzeit mit drohendem Einsturz oder Umsturz die Annäherung der Schiffe gefährdend, bald mit ganzen Gallerieen von hängenden Zapfen malerisch umkränzt. Der stets wechselnde Anblick dieser von schräg einfallenden und mannichfach gefärbten Licht des ununterbrochenen arktischen Sommertages beleuchteten Eiskolosse wird von allen Polarforschern einstimmig als unvergleichlich reizvoll geschildert.

Da diese Berge von Eis aus einem Stoffe bestehen, dessen spezifisches Gewicht nur ein wenig geringer ist, als das des Seewassers, in dem sie schwimmen, so befindet sich ihre Hauptmasse stets unter dem Wasser. Bestänben sie ganz aus massivem und homogenem Eise, so würde, wie eine einfache Rechnung zeigt*) nur $^1/_9$ ihres Gewichts über das Wasser hinausragen dürfen, $^8/_9$ also eingetaucht sein. Aber die Porosität des Firn-

*) Schon Scoresby (1820) bestimmte das spezifische Gewicht desselben zu 0,915.

eises wird zur Folge haben, daß dieses letztere Maß auf etwa $^6/_7$ zu erhöhen ist. Wegen dieses erheblichen Tiefganges sind die großen Berge von den Winden unabhängiger als die kleineren Brocken und Schollen; sie werden daher durch die stetigeren

Fig. 44.



Meeresströmungen tausende von Kilometern südwärts geführt, so entlang der Ostküste Grönlands, der Ostküste Davislands und Labradors, hier südlich der Insel Neufundland bisweilen den 40. Breitengrad nach Süden überschreitend. (S. obige Karte.)

Umstehendes Kärtchen giebt nach einer von der Seewarte für den Gebrauch der Hamburger und Bremer Dampferkapitäne seinerzeit entworfenen Zusammenstellung einen Überblick über die mächtigen Eismassen, welche im Frühsommer 1882 im Osten und Südosten der Neufundlandbank aufgetreten waren. Man sieht aus den eingetragenen Linien der Wassertemperaturen, wie hier der Hauptstrom des Eises und des Schmelzwassers am Ostrande der Bank entlang führt. Am 24. Mai 1882 passierte ein nach Newyork bestimmter deutscher Postdampfer während 24 Stunden hier nicht weniger als 351 Berge der verschiedensten Größe. —

Das Meerwasser selbst friert desto schneller, je niedriger sein Salzgehalt ist. So werden die schleswigschen Buchten der Ostsee sich früher bei gleicher Temperaturerniedrigung mit Eis bedecken als die gegenüberliegenden Watten der Nordsee. Für die arktischen Meeresgebiete gilt eine Temperatur von mindestens — 2,5° als Bedingung des Gefrierens.

Der Prozeß des Gefrierens ist mehrfach beschrieben worden. Nach Prof. Börgen, dem bekannten Mitglied der Koldeweyschen Expedition nach Ostgrönland (1869 und 1870), geht dieses in der Weise vor sich, daß zuerst einzelne Nadeln zusammenschießen, die zuerst gar keinen Zusammenhang haben, dann aber einen dicken Brei bilden, und endlich sich zu einer Eisdecke vereinigen, welche biegsam ist wie Leder, so daß sie bei einer Dicke von einem Centimeter den Seegang, wenn auch gedämpft, in schön gerundeten Wellen fortpflanzt, ohne dadurch zu zerreißen. Diese Biegsamkeit und Plastizität ist auch bei dickerem frischem Eise noch vorhanden. Weyprecht vermochte die teigartig weiche Decke mit einem Stabe zu durchstoßen, und der Fuß des darüber hin Schreitenden hinterließ wie in Lehm tief eingeprägte Spuren. Gefriert das Meerwasser schnell, wie es der Fall ist, wenn bei sehr großer Kälte das Eis zerspringt und in den Spalten das Wasser emporbringt, so wird beim Erstarren desselben fast alles Salz in dem Eise eingeschlossen; gewöhnlich vollzieht sich

Fig. 45.

Eisbildung

dieser Prozeß jedoch langsamer, so daß nur eine Oberflächenschicht von wenigen Centimetern salziges Eis liefert, das tiefer liegende Eis dagegen fast ganz frei von Salz bleibt. Der Salzgehalt wird nämlich im Momente des Gefrierens von den Wasserteilchen abgeschieden und den tiefer gelegenen mitgeteilt, deren Salzgehalt so sich steigert. Damit werden sie aber auch schwerer gefrierbar, außerdem werden sie beim Wachsen der schlecht leitenden Eisdecke vor der Berührung mit der kalten Luft mehr und mehr geschützt. So kommt es, daß im Polarmeer das Eis nicht bis ins Unendliche wächst, sondern daß es schließlich eine Maximaldicke für dasselbe geben wird, welche in einem Winter erreichbar scheint, mag die Lufttemperatur noch so tief sinken. In der That haben die Beobachtungen an den verschiedensten Stellen des nördlichen Eismeeres dies bestätigt und ergeben, daß diese Maximaldicke auf 2 bis $2^1/_2$ Meter anzusetzen ist. Im Sommer tauen solche einwintrige Schollen auf, zerspringen in kleinere Stücke, frieren mit anderen wieder zusammen, werden durch Stürme hin und her getrieben, aneinander gepreßt, übereinander getürmt, durch die Wellen, die an ihnen branden, aufgerollt und so erheblich verändert und umgestaltet. Selten haben darum die Schollen oder Flarden eine Oberfläche, die „eben" zu nennen wäre; immer ist sie mit einem Gewirr von Höckern und Klippen bedeckt, in welchen der Schnee sich fängt und welche den Schlittenreisenden den Weg sehr beschwerlich machen. Im Sibirischen Eismeer heißen diese Unebenheiten Taroſſen. Dieselben bieten aber auch dem Winde eine Fläche dar, auf welche drückend er die Schollen vor sich hertreibt. Großartig ist der Anblick solcher Schollen, wenn sie vor dem darüberhin fegenden Nordsturm einhersegeln, in wirrer Bahn, bald sich drehend, bald stoßend, bald von unwiderstehlicher Pressung knirschend und krachend auf den trägeren Nachbar geschoben und getürmt. Holen sie in dieser schnellen Fahrt (nach einer Messung von Scoresby im Jahre 1804 bis 4 Seemeilen in der Stunde oder 2 m in der Sekunde!) einen Eisberg ein, so teilen sich ihre lockeren Massen

Fig. 46.

Packeis an der Küste von Nordwest-Grönland (nach Kane).

aufbäumend und zersplitternd an ihm, so dem unkundigen Auge die Täuschung bereitend, als ob der Berg mit Riesengewalt nach Norden dringend, die widerstehenden Schollen durchbräche.

Beginnen dann die Frosttage des Herbstes, so frieren die Schollen zusammen und kommen an den Küsten zum Stehen. In den Straßen des Parry-Archipels im Norden von Amerika, besonders aber im Norden vom Smithsund und Robeson-Kanal werden die Schollen und Felder jahrelang nur wenig von der Stelle bewegt, in manchen Sommern vielleicht überhaupt ganz festgefroren bleiben. Dort fand denn auch die letzte britische Nordpolexpedition unter Sir George Nares wahrhaft kolossale, die Spuren hohen Alters zur Schau tragende Aufhäufungen von solchen Schollen, die vielfach eisbergartig hoch (40 bis 50 m) übereinander geschoben waren (s. die Abbildung 47). Daher die englischen Forscher diesem Meere säkulärer Eismassen den Namen des „paläokrystischen" oder „Ureis" führenden beilegten. Auch Weyprecht konnte, während sein Schiff, der „Tegetthoff", festgefroren im Eise lag und in der Barentz-See nordwärts trieb, konstatieren, daß dieses „Packeis" aus drei Etagen übereinander bestand, deren oberste bis 3 m, die zweite von $3^1/_2$ bis 7, die dritte bis 9 m Tiefe einnahm; in den Zwischenräumen war Seewasser.

Am höchsten und stärksten sind die Schollen, am festesten fügen sie sich aneinander in den innersten Teilen des Nordmeeres, die bisher von den Forschungsexpeditionen besucht sind; diese alten Bildungen allein hat man ursprünglich mit dem Namen „Packeis" benannt; vielfach bezeichnet man aber auch überhaupt größere Massen von Meereis so, wenn sie in der Nähe der Küsten vorkommen und auf absehbare Strecken hin den Schiffen keinen Durchpaß gestatten.

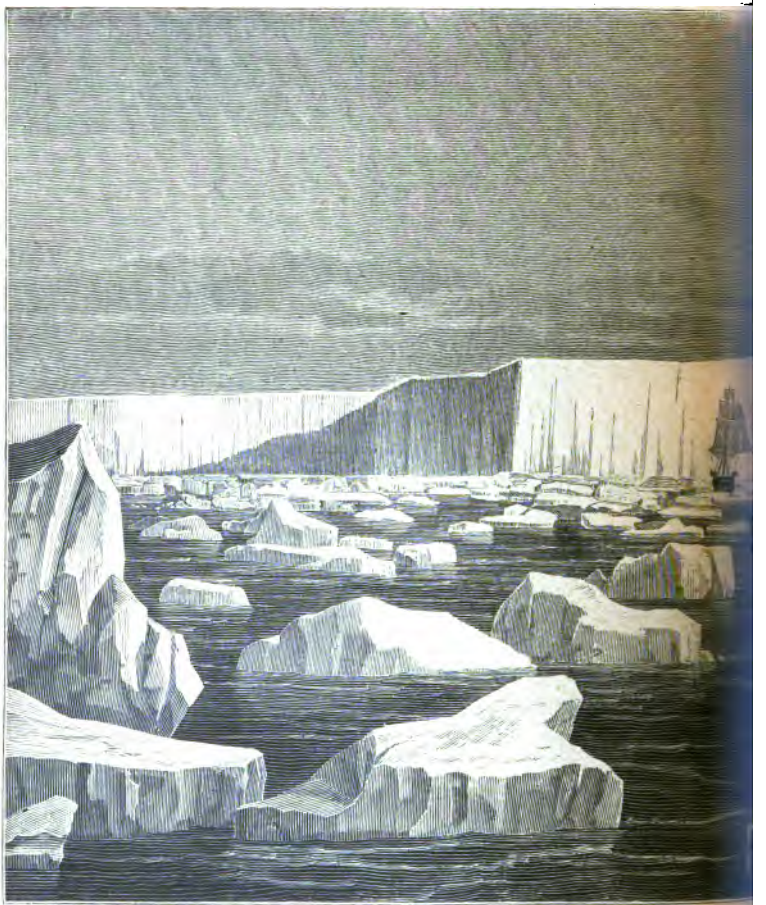
Das Feldeis ist mürbe und locker, schon weil es zum guten Teil aus Lagen von Schnee besteht; daher erliegt es den zerstörenden Einwirkungen des arktischen Sommers noch schneller als das Gletschereis. Doch auch im Winter verringert sich das

Volumen des Eises an seiner Oberfläche, indem auch dann die Verdunstung nicht ganz aufgehoben ist; Weyprecht fand, daß

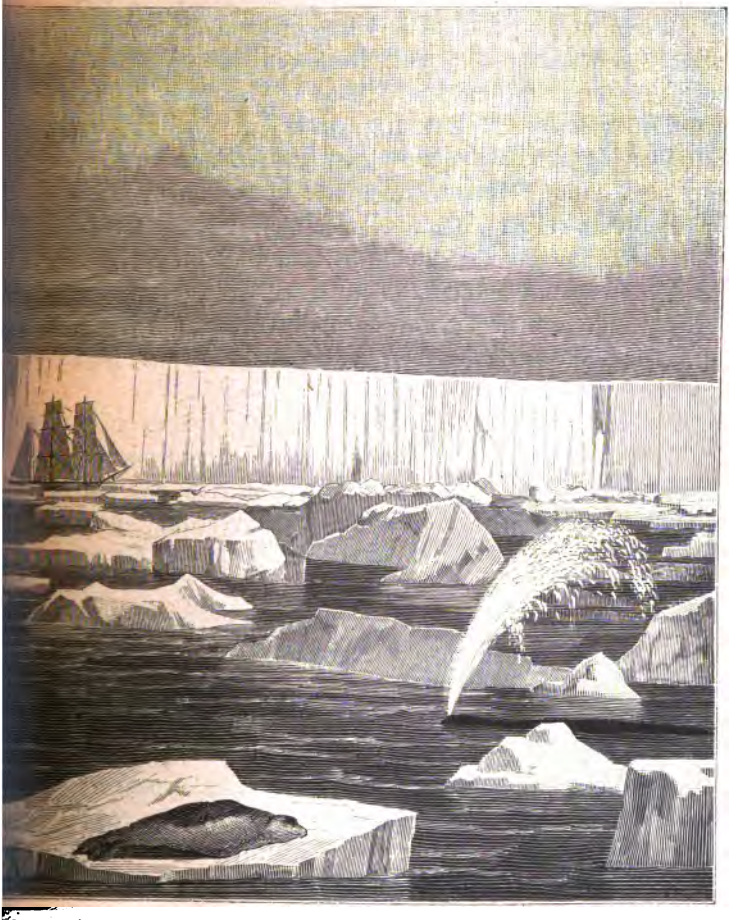
Fig. 47. Neugebildete „Eisberge" am Ausgange des Robeson-Kanals. Winter 1875—76.

ein im Freien exponierter Eiswürfel in der Zeit vom 1. Oktober bis 17. Mai über die Hälfte seines Gewichts, durch Verdunstung an seiner Oberfläche, einbüßte.

Fig



Die antarkti



mauer.

Sind größere Flächen im Sommer solcher Verdunstung ausgesetzt, so bleibt das, wie oben bemerkt wurde, den oberflächlichsten Teilen der Schollen ursprünglich beigemengte Salz, das ja nicht mit verdunstet, zurück, und bildet alsdann die schlüpfrigen schwer passierbaren und mit Recht von den Schlittenreisenden gefürchteten Flächen von „Schmiereis".

Bisweilen kommen auch Schollen von riesigen Dimensionen in verhältnismäßig niedrigen Breiten noch vor. Clavering fand 1823 nördlich von der Dänemarkstraße eine solche von 60 Seemeilen oder 110 Kilometer Länge. — Den Polarfahrern, welche durch diese treibenden Schollen hindurch ihren Pfad suchen, verraten sich die größeren Eisflächen schon in der Ferne durch den weißen Schein, mit dem sie die Luft darüber erhellen, den sogen. „Eisblink", während offenes Wasser den Himmel dunkel läßt („Wasserhimmel").

Wegen ihrer geringen Widerstandsfähigkeit treiben diese Schollen bei weitem nicht in so niedrige Breiten hinab wie die unvergleichlich massigeren Eisberge. In den Meeren der südlichen Halbkugel aber dominieren die Eisberge überhaupt, auch erreichen sie dort Dimensionen und eine Häufigkeit, wie sie im Nordpolargebiet unerhört sind.

Von diesen antarktischen Eisbergen hatte schon Forster vor hundert Jahren als merkwürdig hervorgehoben, daß sie vielfach als an ihrer Oberfläche ebene und im Ganzen tafelförmige Gebilde aufzutreten pflegen. James Clark Roß und Wilkes (ca. 1840) wie die Challenger-Expedition (1876) haben diese Beobachtung nicht nur bestätigt, sondern sogar ganz verallgemeinert: der normale Eisberg der hohen südlichen Breiten ist sehr regelmäßig geformt, oben flach, mit senkrechten Seiten, dabei meist von enormer Grundfläche. Es sind wahre Eisinseln: solche von 1 bis 2000 m Durchmesser, also von der Größe Helgolands, ganz gewöhnlich, einzelne erreichen fast das halbe Areal der Insel Fehmarn, d. h. es sind Tafeln von 3 bis 4 Seemeilen Durchmesser. Viele der kleineren gleichen schwimmenden Würfeln,

bald ganz aufrecht, bald mit der einen Seite geneigt, wie die umstehenden Skizzen (Fig. 49 u. 50) zeigen. Das Merkwürdigste ist, daß diese antarktischen Berge in den Breiten jenseits 60° s. Br., wo sie durch Abschmelzen noch wenig deformiert sind, als Tafelberge von 50, 60, seltener sogar bis 80 m Höhe über See aufragen. Schon durch diese Dimensionen sind ihre Beziehungen zu dem antarktischen Landeis angedeutet, einer Bildung von einziger Großartigkeit, der auf der nördlichen Hemisphäre nichts Ähnliches gegenüber zu stellen ist.*)

Diejenigen Forschungsexpeditionen nämlich, welche wie Wilkes und J. C. Roß am weitesten in die antarktischen Räume vorgedrungen sind, sahen sich schließlich aufgehalten durch eine hunderte von Seemeilen lang unabsehbar in derselben Beschaffenheit sich hinziehende senkrechte Eismauer, welche 50 Meter Höhe fast durchweg übersteigt, und wie glatt abgeschnitten, ohne Spalte, ohne Vorsprung endigt (Fig. 48). Nur einmal vermochte Roß vom Großtopp seines Schiffes aus auf die obere Fläche der daselbst nur 46 Meter hohen Eiswand hinaufzusehen, sie erschien ganz glatt und glich mit ihrer frischen Schneelage einer unermeßlichen Ebene von gefrorenem Silber. Immer zeigt die Eiswand eine deutliche horizontale Schichtung, von oben nach unten nehmen die Schichten an Dicke ab, so daß die untersten durch den Druck der darüber lastenden zusammengepreßt erscheinen. An einigen von Roß untersuchten Stellen scheint dieses Eis auf dem Meeresboden festzuliegen, an vielen anderen Stellen war dies aber entschieden nicht der Fall. So fand er am 23. Febr. 1842 in 77° 49′ s. Br., 163° 36′ w. L. in einem Abstande von $1^1/_2$ Sm. oder 2800 Meter vor der ausnahmsweise nur 33 Meter hohen Eismauer eine Tiefe von 530 Meter, wobei also der unter Wasser befindliche Teil der Eismasse schwerlich auf mehr als 300 Meter zu veranschlagen ist.

---

*) Das aber wahrscheinlich zur sogen. „Eiszeit" einst auch dort vorhanden war.

Aus den vorliegenden Nachrichten, so unvollständig sie auch sein mögen, läßt sich doch als höchst wahrscheinlich folgern, daß der ganze Südpolarraum von dieser zusammenhängenden Eisdecke überlagert ist, welche jedenfalls größtenteils eine festländische Basis zur Unterlage hat. Land ist jenseits des Südpolarkreises mehrfach mit Sicherheit gesehen worden, James Roß vermochte ja Berge von Montblanchöhe in dem von ihm entdeckten Viktorialand zu beschreiben, und Beweise, daß die schwimmenden Eistafeln an ihrer Unterseite regelmäßig durch eingefrorene Steine und Schutt belastet sind, giebt es bei Roß und Wilkes in großer Zahl. So erzählt Roß: „Während ich einen Aufnahmewinkel (an der Küste von Viktorialand) maß, erschien eine Insel, die ich vorher nicht bemerkt hatte und von der ich gewiß wußte, daß sie vor zwei oder drei Stunden noch nicht sichtbar gewesen war. Sie war über 30 Meter hoch und der Gipfel und die Ostseite waren ganz frei von Schnee. Als ich meine Überraschung darüber äußerte, bemerkte einer der Offiziere, daß ein großer Eisberg, den wir früher beobachtet hatten verschwunden sei oder vielmehr sich umgewendet habe, so daß er jetzt eine neue Seite mit Erde und Steinen bedeckt zeige, welche den Berg einer neuen Insel täuschend ähnlich machte; übrigens war bei genauer Beobachtung noch ein schwaches Schwanken der Masse bemerklich."

Diese kolossale Eiskappe, mit welcher eine allem organischen Leben feindliche Natur eine Fläche halb so groß wie Afrika wie mit einem Leichentuch verhüllt hält, wächst wie ein großer Gletscher aus dem Innern des antarktischen Raumes nach allen Richtungen hinaus. Sowie der äußere Saum in tieferem Wasser zum Schwimmen kommt, bricht er ab und liefert so jene kolossalen tafelförmigen Eisinseln, welche für die südlichen Meere so charakteristisch sind. Diese Eisberge zeigen wie die Gletschermauer selbst, an ihrer Oberfläche jenes Lager blendendweißen Schnees, dann ebenso eine deutliche Schichtung, die schon von fern her durch die nach unten hin zunehmende blaue Färbung sich verrät.

In den offenen Meeresflächen jener Breiten, welche durch heftige Stürme faſt ununterbrochen bewegt werden, kommt es nur dicht an der Eismauer zur Ausbildung von Meereis; aber auch dieſes wird durch den kräftigen, nimmer raſtenden Seegang ſtets in kleinen Dimenſionen gehalten; große unabſehbare Felder von Packeis, wie ſie im Nordpolarraum ſo gewöhnlich ſind, hat

Fig. 49.

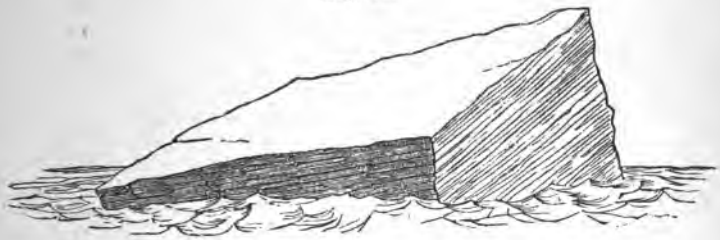
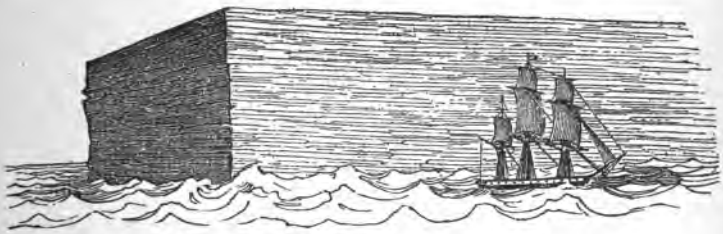


Fig. 50.

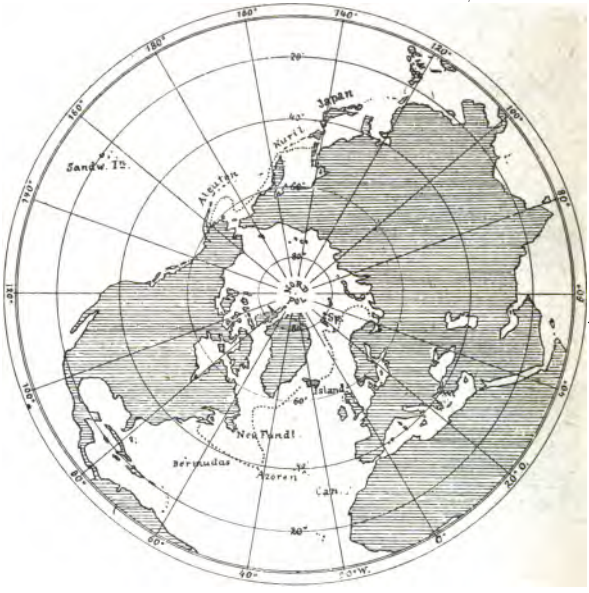


Antarktiſche Eisberge nach Wilkes.

man in jenen ſüdlichen Meeren niemals angetroffen. Treiben dieſe kleinen Schollen nun mit den großen Bergen zugleich vorwärts, ſo erliegen ſie ſelbſtverſtändlich einer ſehr ſchnellen Zerſtörung. So kommt es, daß nur Entdeckungsexpeditionen antarktiſches Feldeis kennen lernten, während die Eismaſſen, welche gelegentlich auf den großen Segelſtraßen ſüdlich von 40° ſüdl. Br. von den Handelsſchiffen getroffen werden, ausnahmslos Tafelberge oder doch Ruinen oder Trümmer von ſolchen ſind.

Beistehende Karten in Polarprojektion zeigen die äquatorialen Grenzen des Treibeises in beiden Hemisphären. Auf der nördlichen ist das Hauptgebiet desselben die Davisstraße, der Labradorstrom, dann der Ostgrönlandstrom und das Meer östlich von Spitzbergen und Nowaja Semlja. Die Beringsee ist in ihren nördlichsten Teilen zu flach, das anliegende

Fig. 51.



Nordpolkarte.

Land zu niedrig, um erhebliche Eismassen zu liefern; so kommt nur winterliches Feldeis von geringfügigen Dimensionen dort und im Ochotskischen Meere in Betracht. Im Bereiche des letzteren entsteht es vorzugsweise in den nördlichen Buchten (Penschina- und Gischiga-Bai), von wo es im Frühling südwärts treibt und sich bis in den Juli hinein bei den Schantar-Inseln nördlich von der Amurmündung erhält.

Auf der zweiten Karte iſt das ſüdhemiſphäriſche Treibeis zur Darſtellung gebracht. Die äußere punktierte Linie umſchreibt die Räume, in denen überhaupt Eisberge geſichtet worden ſind, die innere geſtrichelte Linie dagegen das eisreichere Gebiet, in welchem Eisberge häufig vorkommen. Intereſſant und nicht ohne Berufung auf einen warmen Meeresſtrom zu erklären iſt die Eisfreiheit des Meeres um die Kerguelen-Inſel im ſüdlichen Indiſchen Ozean. — Die äußere Zone wird nur in ſogenannten

Fig. 52.

„Eisjahren“ von Eisbergen beſucht. Dieſe folgen ſehr unregelmäßig und in großen Intervallen aufeinander, und laſſen alsdann Eis in Breiten vordringen, welche auf der nördlichen Hemiſphäre niemals von ſolchem berührt werden. Solche Eisjahre waren in dieſem Jahrhundert: 1834, der Sommer 1839 zu 40, 1844, 1850, 1855 zu 56, 1867, 1868 zu 1869 und 1878 zu 1879. Insbeſondere der Sommer 1855 zu 56 ergab ſehr

niedrige Breitenpositionen; sowohl im Indischen wie im Pazifischen Ozean wurde damals von den Eisinseln der 40.° südl. Br. überschritten und in Sicht des Kap Agulhas, der Südspitze Afrikas, mit $34^3/_4{}^0$ s. Br. die niedrigste Breite erreicht, die jemals von Eisbergen bisher berührt wurde: es ist das eine Breite, die zwischen der von Gibraltar und Madeira die Mitte hält. Der Sommer 1878 zu 1879 hat besonders im südwestlichsten Teile des Atlantischen Ozeans viel Eis gebracht, wo die Kap Horn-Fahrer dadurch nicht wenig beunruhigt wurden, zumal in jenen Monaten dort (und im südlichen Indischen Ozeane) einige Schiffe spurlos verschwunden sind. Dort nähert die Grenze des seltenen Eisvorkommens sich der Linie reichlicheren Treibeises auch am meisten, wie unsere Karte zeigt. Die Ursachen, welche abwechselnd bald reiche bald spärlichere Ablösungen von Eisbergen von der antarktischen Eismauer bedingen, sind uns noch völlig unbekannt. Ob klimatische Ursachen allein ausreichend sind dies zu erklären, mag dahin gestellt bleiben, man könnte eher an gewaltsamere Vorgänge denken, anknüpfend an die vulkanischen Erscheinungen jener antarktischen Räume, oder an die Fernwirkung jener großartigen Seebeben, welche weit mehr als die halbe Wasserdecke der Erde in Schwingungen versetzen, wie die großen Erdbebenfluten von Arica (1868), Iquique (1877) und Krakatau (1883).

Den auf der Fahrt um Kap Horn und auf der nach Australien vielfach bis in 50° südl. Br. und südlicher kommenden Segelschiffen verrät sich die Nähe von Eis bisweilen durch eine plötzliche Erniedrigung der Wassertemperatur; in sehr vielen Fällen jedoch und gerade dann, wenn Eisberge in besonders niedrigen Breiten auftreten, versagt dieses Anzeichen ihrer Nähe, so daß bei unsichtiger Luft unaufmerksame Schiffer sich sehr leicht Kollisionen mit dem Eise aussetzen können. Doch versichert Scoresby auf Grund seiner langjährigen Erfahrungen im nördlichen Eismeer, daß man auch nachts meistens die Eisberge wie selbstleuchtende Körper aus großer Entfernung wahrnehmen

könne, während ſie im Nebel ihre Anweſenheit durch eine ſonderbare Verdunkelung der Atmoſphäre verraten. Neben dem Waſſerthermometer bleibt alſo auf alle Fälle ein ſcharfer Ausguck die durch den Erfolg am meiſten bewährte Maßregel, um den Eisbergen aus dem Wege zu gehen. —

Kapitel IV.

Die Bewegungen des Meeres.

1. Die Meereswellen.

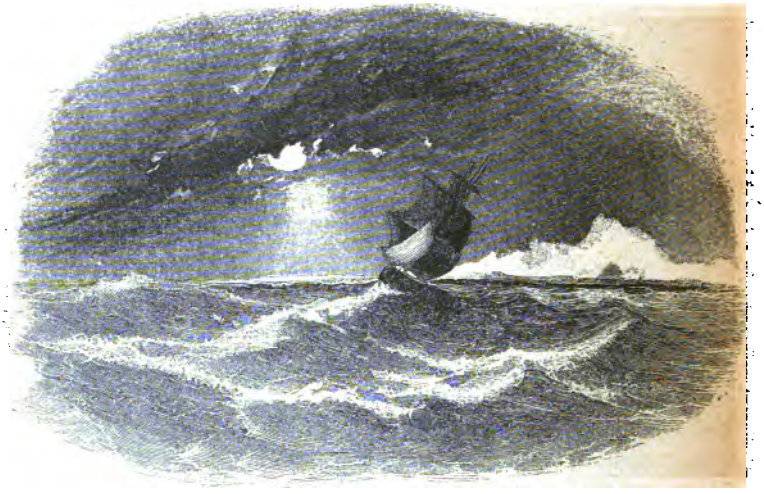
Sehr ſelten iſt die Meeresoberfläche im offenen Ozean vollkommen ruhig, ſo daß ſie als eben gelten darf, während die Nebenmeere nicht ſelten ſpiegelglatt vor dem Beſchauer liegen, wenn völlige Windſtille herrſcht. Der gewöhnliche Zuſtand der Meeresoberfläche iſt der wellenbewegte.

Die Meereswellen, oder wie der Seemann ſie nennt, „die Seen", ſind ein Produkt des Windes. Ihre Erzeugung durch den Wind kann man in jedem kleinen Waſſerbecken beobachten, über deſſen vorher ſpiegelglatte Oberfläche ein Hauch hinwegfährt. Man ſieht alsdann, wie im Nu die ganze getroffene Fläche in Falten ſich legt, und die moderne Phyſik erklärt dieſen Vorgang ſo, daß die „Oberflächenſpannung" durch den darüber ſtreichenden Wind geändert wird. Dieſe Wellen kann man daher unmittelbar vergleichen den Fältelungen, welche ein über die Haut des Handrückens ſtreichelnd geführter Finger auf dieſer erzeugt.

Iſt aber erſt eine Runzelung der Waſſeroberfläche vorhanden, ſo findet der Wind an der ihm zugewandten Seite des kleinen Wellenberges eine Fläche, die er nunmehr ſtärker faſſen und niederdrücken kann. So kommt es, daß der Wind die Wellen immer höher treibt, je länger ſie ſeiner Wirkung aus-

gesetzt sind. Jeder Teich zeigt dieses Anwachsen der Wirkung durch die feingerippte Oberfläche an dem Ufer der Luvseite, wo der Wind zuerst auf das Wasser trifft, und die hohen Wellen auf der gegenüber liegenden Leeseite, wo der Wind das Wasser verläßt. Daraus folgt unmittelbar, daß große Wellen sich überhaupt nur auf großen Wasserflächen entwickeln können, die größten aber im offenen Ozean vorkommen werden.

Fig. 53.



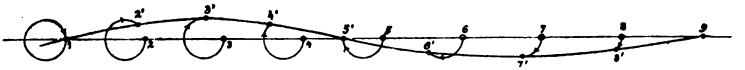
„Lange Dünung."

Beobachtet man einen in solch wellenbewegtem Wasser schwimmenden kleinen Körper, also etwa ein Holzstückchen, so hebt und senkt sich dieses mit der Welle, ohne indes erheblich seinen Platz zu ändern, so daß es den Anschein hat, als wenn die Welle darunter fortliefe. In der That ist die Wellenbewegung eine Formveränderung der Wasseroberfläche, die sich sehr schnell fortpflanzt, aber keine mit dieser Fortpflanzung gleich schnellen Schritt haltende Verschiebung der Wasserteilchen nach der Richtung, wohin der Wind weht.

Die sorgfältigen Untersuchungen der Gebrüder Ernst Heinrich und Wilhelm Weber (um 1825) haben für den einfachsten Fall der Wellenbewegung, nämlich wenn die Oberfläche durch einen auffallenden Tropfen erschüttert wird, ergeben, daß die einzelnen Wasserteilchen eine nahezu kreisförmige Bahn zurücklegen.

Beistehende Figur, ein sogenanntes „Wellenprofil", wird den Vorgang verdeutlichen. Die Welle kommt von links. Das Teilchen 9 ist noch in der Ruhelage; 8 ist durch die Welle schon nach unten und ein wenig nach links, also der Welle entgegen gezogen nach 8′; 7 befindet sich im Wellenthal als 7′; 6 hat dieses schon passiert und nähert sich dem mittleren Niveau (als 6′); 5 hat dieses erreicht, aber links (5′) von seiner Ruhelage. Die folgenden Teilchen gehören dem Wellenberg an, ihre

Fig. 54.



Bahnen der Wasserteilchen in einer Welle.

jeweiligen Bewegungen sind unmittelbar aus der Zeichnung verständlich — hier ist die Tendenz der Bewegung nach rechts, also mit der fortschreitenden Welle mitgehend, 4 nach oben und rechts, 3 auf dem Wellenkamm, eben im Begriffe, wie schon der Nachbar 2 gethan, nach unten zurückzusinken, 1 liegt wieder am alten Orte, nachdem es seinen Kreislauf vollendet.

Aus der Figur folgt unmittelbar das Gesetz: schreitet die Wellenbewegung durch das Profil von links nach rechts, so kreisen die Wasserteilchen wie der Uhrzeiger; ist die Richtung der Welle nach links, so kreisen die Wasserteilchen entgegengesetzt dem Uhrzeiger.

Ebenso zeigt die Figur den zweiten fundamentalen Satz: im Wellenthal bewegen sich die Wasserteilchen der ankommenden Welle entgegen, im Wellenberg bewegen sie sich mit dieser fort.

Diese Sätze finden auf die Windwellen im offenen Meer unmittelbare Anwendung, nur mit dem einen Unterschiede, daß

die Wasserteilchen nicht ganz ihre alte Ruhelage wieder einnehmen, sondern vom Winde ein wenig vorwärts geschoben werden. So entstehen die Triftströmungen, die am Ende dieses Kapitels behandelt werden sollen.

Während die obersten Teilchen im wellenbewegten Wasser nahezu kreisförmige Bahnen beschreiben, bewegen sich die darunter liegenden mehr in Ellipsen, deren senkrechte Axe immer kürzer wird je tiefer die Teilchen liegen. Nennt man den Abstand von einem Wellenkamm zum nächsten die Wellenlänge, so beträgt die senkrechte Verschiebung der Teilchen in einer Tiefe von $^1/_{10}$ der Wellenlänge nur $^1/_2$ der Verschiebung der Oberfläche. In einer Tiefe von der halben Wellenlänge ist diese Oscillation nur $^4/_{100}$, wird die Tiefe gleich der ganzen Wellenlänge, so ist die Oscillation nur 0,002 derjenigen an der Oberfläche. Dort wird also die Bewegung der Teilchen überhaupt nur in einem Hinundherschieben in der Horizontalen bestehen, unter dem Wellenthal der ankommenden Welle entgegen, unter dem Wellenkamm mit der Welle vorwärts.

Nach den Experimenten der Gebrüder Weber in einer sogenannten Wellenrinne war die Bewegung der Wasserteilchen mit dem Mikroskop noch in einer Tiefe wahrzunehmen, welche das 350fache der Wellenhöhe, d. h. des Niveau-Unterschiedes von Wellenkamm und Wellenthal betrug. Danach würden also nur 8 Centimeter hohe Wellen genügen, die Nordsee oder Ostsee, soweit diese Meere weniger als 30 Meter tief sind, bis zum Grunde zu bewegen. In der That sind bekanntlich die Sandkörnchen am Boden derselben durchweg rund abgerollt. Auch scheinen die höheren Sturmwellen des Nordatlantischen Ozeans bis zum Boden der felsigen Faraday-Hügel (1150 Meter) hinab auf die dort liegenden Telegraphenkabel noch zerrend und scheuernd einzuwirken.

Zu einer wissenschaftlichen Charakteristik der Wellen sind folgende vier Merkmale zu beobachten: die sogen. „Periode", die Geschwindigkeit, die Höhe und die Länge. Am leichtesten

iſt die Geſchwindigkeit zu beobachten, indem mit einer Sekundenuhr die Zeit feſtgeſtellt wird, welche ein Punkt der Welle, am beſten alſo der Wellenkamm, braucht, um eine am Schiffe abgeſteckte Diſtanz zu durchlaufen. Es iſt nötig, dabei die eigene Geſchwindigkeit des Schiffes in Rechnung zu ziehen, ebenſo den Kurs desſelben, wenn die Wellenrichtung nicht in die Kiellinie fällt.

Der Begriff der Periode wird am leichteſten verſtändlich, wenn wir einen ſtillſtehenden Beobachter, alſo an Bord eines vor Anker liegenden Schiffes, uns denken. Der durch den Beobachter gegebene feſte Punkt wird in beſtimmten Intervallen von einem Wellenkamm nach dem andern paſſiert, die Zeit zwiſchen zwei ſolchen Paſſagen iſt die Periode. Man ſieht leicht ein, daß kurze Wellen eine kurze Periode, lange Wellen eine lange Periode haben; außerdem kommt es auf die Geſchwindigkeit an, mit der die Wellen ſich fortpflanzen. In offener See, wo das Schiff niemals feſt liegt, muß hier ebenfalls die nötige Korrektion auf Fahrt und Kurs des Schiffes angebracht werden.

Die Länge der Wellen iſt, wenn dieſe klein ſind, am eheſten nach dem Augenmaß zu ſchätzen, ſonſt am Schiffskörper zu meſſen oder mit der Schnur an der (alten) Logge, wenn die Wellen in der Kielrichtung laufen. Man kann ſie auch, wenn die Periode und die Geſchwindigkeit bekannt ſind, aus dieſen beiden berechnen; auf einen feſten Beobachter bezogen iſt die Länge natürlich das Produkt aus Periode und Geſchwindigkeit.

Die Höhe iſt am ſchwierigſten feſtzuſtellen, ſobald die Wellen einigermaßen beträchtlich ſind, denn kleine Wellen laſſen ſich an der äußern Schiffswand vom Deck aus (oder aus einer Stückpforte der Batterie) ziemlich leicht ihrer Höhe nach abſchätzen. Um die Höhe, d. h. immer den Niveauunterſchied des tiefſten Punktes im Wellenthal und höchſten Punkes des Wellenkammes, bei großen Wellen zu meſſen, ſind folgende zwei Methoden vorgeſchlagen worden. Sie geben nur dann einiger-

maßen sichere Resultate, wenn die Wellen in der Kielrichtung, also gegen das Schiff oder mit diesem, laufen.

Die älteste und einfachste Methode besteht darin, daß man, während das Schiff von den großen Wellen gehoben und gesenkt wird, im Momente wo es im Wellenthal liegt, am Großmast hinaufsteigend über die nächsten Wellenkämme hinweg nach dem Horizont visiert. Aus einer größeren Zahl von Einzelmessungen erhält man dann einen Mittelwert für die Höhe des Auges über dem Deck, dessen bekannte Höhe über der Wasserlinie nur einer kleinen Korrektion bedarf, da in der Mitte des Schiffs die konkave Wellenoberfläche etwas unter der gewöhnlichen Wasserlinie (gemessen in völlig glattem Wasser) hinabreicht.

Fig. 55.

Messung der Wellenhöhe nach Wilkes.

Beistehende Figur zeigt eine bequeme Anwendung dieser Methode für den Fall, daß zwei Schiffe in Kiellinie hintereinander laufen (nach Wilkes); da wird die Messung auch erheblich sicherer, doch halten sich die Irrtümer auch beim einzelnen Schiff für einen aufmerksamen Beobachter innerhalb geringer Grenzen und überschreiten zwei Meter keinenfalls.

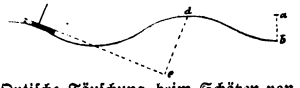
Eine zweite schon weniger sichere Methode ist auf der österreichischen Novara-Expedition angewendet worden. Dort wurde zunächst die Wellenlänge gemessen und alsdann der Winkel, unter welchem das Schiff durch den Einfluß der ankommenden Welle sich erhob und wieder senkte. Aus beiden läßt sich leicht die Höhe berechnen. (Obige Abbildung nach Wilkes zeigt diesen Neigungswinkel an der Brigg rechts.)

Die Resultate dieser Wellenbeobachtungen sind in mancher Hinsicht überraschende. Der nicht messende Beobachter an Bord

des heftig rollenden und stampfenden Schiffes*) sieht nämlich durch eine optische Täuschung Wellen so hoch „wie Berge“ oder „Türme“ vor sich, indem er die Ebene des Decks, auch in ihrer geneigten Lage, noch als horizontal ansieht. So muß er notwendigerweise die Höhe der Wellen überschätzen. Beistehendes Schema veranschaulicht diese Situation, ab ist die wahre Wellenhöhe, de die scheinbare mehr als doppelt zu große.

Die höchsten Wellen hat man dort gemessen, wo die stets sehr kräftigen Westwinde über eine fast inselfreie ununterbrochene Wasserfläche südlich von 40° südl. Br. dahin fegen Dort hat die Challenger-Expedition als Maximalhöhe der Wellen 7 Meter, die Novara-Expedition 9 und einmal 11 Meter (in 40° südl. Br., 31° östl. L.) festgestellt. Diesen letzteren Wert giebt auch Wilkes als höchste von ihm gemessene Wellenhöhe. Im Nordatlantischen Ozean sind Sturmwellen von über 8 Meter Höhe nur in der Bai von Biskaya durch französische Seeoffiziere gemessen worden. Der norwegische Dampfer „Vöringen“ maß bei Südsturm östlich von Island einmal 7,8, der englische Vermessungsdampfer „Triton“ westlich von Schottland einmal 7,6 Meter, letzterer nennt übrigens Höhen von 5 Meter „nicht selten“. Die höchsten Wellenhöhen der Nordsee sind auf 4, die des Mittelmeeres auf 4,5 Meter anzusetzen. — Die durchschnittlichen Wellenhöhen erreichen längst nicht jene Maximalwerte. Nach den Beobachtungen des französischen Schiffsleutnants Paris, der auf einer zweijährigen Reise nach Ostasien

Fig. 56.

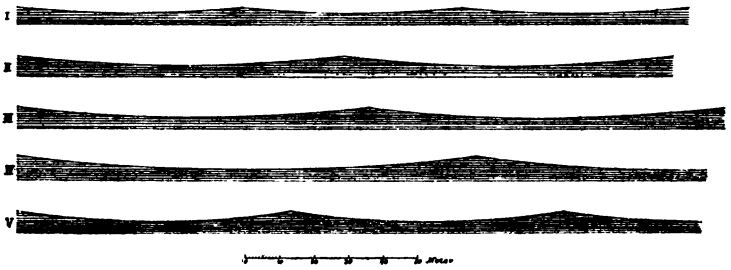


Optische Täuschung beim Schätzen von Wellenhöhen.

*) Kommen die Wellen recht von vorn oder von hinten, so wird das Schiff bald vorn bald hinten gehoben resp. gesenkt, diese Bewegung heißt „Stampfen“. Kommen die Wellen recht von der Seite, so „rollt“ das Schiff, es „krängt“ bald nach rechts bald nach links. Gewöhnlich setzen sich beide Bewegungen zusammen, da die Wellen meist im spitzen Winkel gegen die Kiellinie laufen.

und zurück täglich zweimal den Zustand der See untersuchte, erreichen im atlantischen Passatgebiet die Wellen im Mittel nicht ganz zwei 2 Meter (Profil I), im Indischen 2,8 (Profil II), im westlichen Pazifischen Ozean dagegen 3,1 Meter (Profil III) und im südatlantischen Westwindgebiet 4 Meter (Profil IV). Beistehende graphische Darstellung giebt nach Paris' Messungen die Normalprofile der von ihm untersuchten Wellen im wahren Verhältnis von Länge zu Höhe. Man sieht daraus wie die längsten Wellen dem Gebiet der „strammen Westwinde" auf der südlichen Hemisphäre angehören, wo die Länge im Mittel

Fig. 57.



Wellenprofile.

133 Meter betrug. Das Verhältnis von Höhe zu Länge war also hier im Mittel wie 1 zu 33; fast dasselbe Verhältnis ergab sich im atlantischen und indischen Passatgebiet und im westlichen Pazifischen Ozean. Dagegen ergab die Chinasee (Profil V) kürzere Wellen: bei einer Höhe von 3,2 und Länge von 79 Meter ein Verhältnis von 1 zu 25. — Die hohen Sturmwellen der südlichen Breiten erreichen eine oft erstaunliche Länge. So maß Kapitän Chüden, Kommandant S. M. S. Nautilus im Oktober 1879 südwestlich von Australien ($33^1/_2{}^0$ südl. Br., 107^0 östl. L.) bei hartem Sturm aus Westnordwest Wellen von 10—11 Meter Höhe und 300—400 Meter Länge. Wir werden aber gleich noch längere kennen lernen.

Die Geschwindigkeit, mit der die Wellenbewegung sich fortpflanzt, ist eine viel größere als sie je ein Seeschiff erreicht

hat. Nach Leutnant Paris liegt ſie meiſt zwiſchen 11 und 12,5 Meter in der Sekunde oder 21—24 Seemeilen in der Stunde, während die ſchnellſten Poſtdampfer nicht viel über 16 Seemeilen in der Stunde laufen. Im ſüdatlantiſchen Weſtwindgebiet fand Paris die durchſchnittliche Geſchwindigkeit der Wellen zu 14 Meter in der Sekunde, 27 Seemeilen in der Stunde. Dieſe Geſchwindigkeit iſt merklich größer als die mittlere des Windes in jenen Breiten, die auf 10 Meter in der Sekunde angeſetzt werden kann. So kommt es, daß dieſe Wellen weit einem Sturme voran eilen und ſich rings um ein Sturmfeld herum von dieſem aus radial verbreiten können.

Derartige Wellen, die nicht am Ort ſelbſt durch den gleichgerichteten Wind erzeugt und verſtärkt werden, ſondern nach ihrer Richtung unabhängig von dieſem ſind, nennt der Seemann Dünung. Solche Dünung durch Stürme erzeugt, läuft überaus ſchnell. James Clark Roß maß am 29. Februar 1840 weſtlich von der Kapſtadt die Geſchwindigkeit der ſüdweſtlichen Dünung zu 77 Seemeilen (?) in der Stunde, dabei hatten die Wellen 7 Meter Höhe und 580 Meter Länge: die längſten und ſchnellſten Wellen, die bisher von geſchulten Beobachtern gemeſſen worden ſind.

Faſt niemals fehlt dem offenen Ozean ſolche Dünung oder swell, wie die Engländer ſie nennen. Schon in der Nordſee läuft bei ſtiller Luft ganz regelmäßig eine „lange Dünung aus Nordweſt“, durch ihre ſanft gerundeten Kämme leicht von „Windſeen“ zu unterſcheiden; ebenſo herrſcht dieſe Dünung auch vor dem Kanal im Nordatlantiſchen Ozean: offenbar erzeugt durch die in Böen (Windſtößen) wehenden Nordweſtſtürme zwiſchen Neufundland und Island. Nordweſtliche Dünung läuft aber auch bis in das Paſſatgebiet hinein, und durch dieſes hindurch in die Stillen-Region, ja über den Äquator hinaus in ſüdlichen Breiten hat man ſie bisweilen wahrgenommen. So konſtatierte u. a. ſie Kapitän Raymond vom engliſchen Schiff „Britiſh Konſul“ den 21.—24. Februar 1871 zwiſchen 2° und 9° ſüdl.

Br. (resp. 22° und 28° westl. L.). — Im südlichen Winter (Juli bis August) dagegen läuft eine südliche Dünung aus dem Südatlantischen Ozean nordwärts über den Äquator hinaus und wird bis zu den Kapverdischen Inseln fühlbar.

Die simple Beobachtung an jedem beliebigen Teiche zeigt, daß man durch Steinwürfe verschiedene Wellensysteme unabhängig voneinander sich durchkreuzen lassen kann; es entstehen dann „Interferenzen". So sind auch gewöhnlich im offenen Ozean außer den vom Wind erzeugten „Seen" noch andere Wellen, also Dünung aus einer oder mehreren verschiedenen Richtungen durcheinander vorhanden. Neu auftretende Dünung aus einer bestimmten Richtung ist dem Seemann ein Kennzeichen dafür, daß gleichgerichteter Wind in der Nähe weht; ist dabei der Wind stürmisch, so wird die Dünung hoch und stark auflaufen und so dem Schiffer zur Warnung dienen.

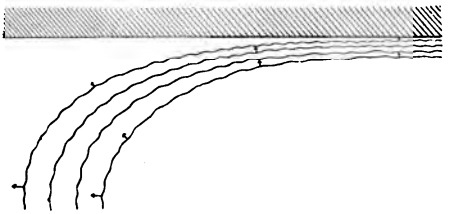
Merkwürdig ist die von den Seeleuten sicher konstatierte Thatsache, daß auch bei kräftigem stürmischem Winde die Wellenhöhe nur bis zu einem bestimmten Maximum steigt, um alsdann konstant zu bleiben, mag der Wind auch noch tagelang in gleicher Stärke fortwehen. — Nicht minder merkwürdig ist die ebenfalls gesicherte Wahrnehmung, daß starker Regen auch im Sturm die Wellen niederhält, so daß sie keineswegs die der Windstärke angemessene Höhe erreichen. Eine alte Erfahrungsthatsache, die hieran erinnert, ist die besänftigende Einwirkung von Öl auf die Wellen, die indes vielfach überschätzt worden ist. In der That verbreitet sich eine relativ geringe Menge von Öl, auf das Wasser getropft, außerordentlich schnell wie ein dünnes Häutchen die ganze Fläche überziehend, und verändert die Wellen in der Weise, daß die Kämme ihre überfallenden schäumenden Köpfe verlieren, und eine sanfter gerundete Gestalt annehmen. Doch zeigt auch Öl in größeren Quantitäten sich nicht kräftig genug, etwa die schwere Brandung an einem flachen Strande zu mäßigen, trotzdem man in der älteren Litteratur solchen Behauptungen begegnet. — Die moderne Physik erklärt sowohl die

Einwirkung des Regens wie des Öls auf die Wellen als eine Änderung der Oberflächenspannung, so daß der Wind nicht mehr wie sonst darauf einwirken kann.

Kommen die Wellen in die Nähe des Landes, so erleiden sie vielfache Modifikationen und zwar durch die geringer werdende Wassertiefe.

Während im tiefen Wasser der Fig. 58 die Seen parallel der Küste fortschreiten, die Wellenkämme also senkrecht auf der Küstenlinie stehen, so bleiben je flacher das Wasser auf den Strand zu wird, die Wellenkämme destomehr zurück. So stellen sie sich schließlich ganz nahe am Land so ein, daß die Kämme parallel der Küste liegen und ihre Bewegung senkrecht auf diese zuführt. Daher wird es erklärlich, daß immer und unter allen Umständen die Kämme der Wellen im seichten Wasser der Strandlinie parallel gesehen werden.

Fig. 58.



Einstellung der Wellenkämme bei der Annäherung an die Küste.

Fig. 59.

Schema für die Entstehung der Brandungswelle.

Ungleich wichtiger ist die Änderung der Gestalt der Wellen.

Durch die Reibung am Boden werden die unteren Schichten der Welle aufgehalten und die im Wellenthale der ankommenden Welle entgegen laufenden Teilchen liefern in dieser geringeren Tiefe nicht Masse genug, um den vorderen Abfall des Wellenkammes normal auszubilden. Dann bäumt der Kamm auf, eilt vor, neigt sich und stürzt vorn über. So entsteht die

Flachwasserbrandung mit ihren „Rollern“ und „Brechern“. (S. Abbildung).

Solche brechende Wellen treten auch im offenen Ozean dann in die Erscheinung, wenn ein vor dem Sturme hersegelndes Schiff (beim „Lenzen“, sagt der Seemann) von den Sturmwellen überholt wird. Dann stürzen die vom Schiffskörper in ihrem untern Teil aufgehaltenen Wellen mit ihrer oberen Masse aus mehreren Metern Höhe mit unwiderstehlicher Wucht auf das Verdeck hernieder, alles nicht fest mit dem Schiffskörper verbundene mit sich fortreißend, die Schanzungen zertrümmernd, ja Menschen auf der Stelle erschlagend. Schon die Odyssee beschreibt die vernichtende Kraft dieser Sturzseen; so dort, wo der „göttliche Dulder“ durch sie sein Floß verliert:

„Siehe da sandte Poseidon, der Erdumstürmer, ein hohes
Steiles, schreckliches Wassergebirg'; und es stürzt auf ihn nieder.
Und wie der stürmende Wind in die trockene Spreu auf der Tenne
Ungestüm fährt und im Winkel sie hierhin und dorthin zerstreuet,
Also zerstreute die Flut ihm die Balken — —.“

Besonders gefahrvoll sind die pramidenförmigen Sturzseen im Sturmfelde und in der zentralen Stille tropischer Orkane. Hier werden durch die verschiedenen Windrichtungen, die in geringem Abstande vom Zentrum sich nebeneinander finden und doch jede einzeln ihr Wellensystem vor sich herschicken, Interferenzen erzeugt, die eine wirre See („Kreuzsee“) zur Folge haben, und deren Sturzwellen noch mehr zu fürchten sind, als die unmittelbare Kraftwirkung des Orkanes selbst.

Die geringer werdende Wassertiefe modifiziert die Wellenform in sichtbarer Weise schon auf Bänken von ein paar hundert Meter Tiefe. So haben erfahrene Schiffsführer versichert, daß sie noch regelmäßig an der kürzer und höher laufenden See den Augenblick erkannten, in welchem das Schiff aus dem tieferen Wasser auf die Neufundlandbank übertrat. Das gleiche wird von der Agulhasbank im Süden des Kaplandes berichtet, wo die heftig und kurz laufende See auch bei sonst günstigem

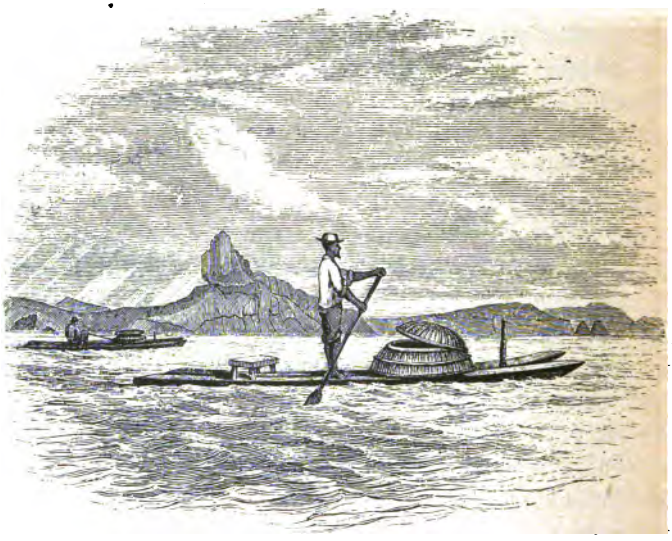
Winde zum Kürzen der Segel nötigt, um bei dem heftigen „Arbeiten" des Schiffes die Masten nicht zu brechen. Sogar die doch 500—600 Meter tiefe Wyville-Thomson-Schwelle nördlich von Schottland bewirkt eine solche fühlbare Verstärkung des Seeganges über ihr, wie Kapitän Tizard, J. Br. M. S. Triton, 1882 berichtete. — Aus der geringern Wassertiefe folgt auch für die Ostsee wie überhaupt für die kleineren Nebenmeere ein verhältnismäßig kurzer und unregelmäßiger Seegang. —

Bei horizontalem Boden und senkrechten Wänden kann sich nach der oben gegebenen Erklärung keine Brandung entwickeln. Das bestätigt auch die Beobachtung durchaus. So berichtet der berühmte englische Astronom und Physiker Airy, er sei einst bei Hochwasser und starkem Seegange aus dem Hafen von Swansea, an der Südküste von Wales, gerudert, während neben den steilen Köpfen der Hafendämme die Wassertiefe etwa 6 Meter betrug. „Wir fuhren", sagt er, „an dem einen Kopf so nahe vorbei, daß wir ihn mit den Rudern berühren konnten, es fand hier aber keine Brandung statt, und wir durften nicht fürchten, daß das Boot aufstieße, obwohl es sich meterhoch abwechselnd hob und senkte. Kaum waren wir indessen etwa 200 Meter weiter gekommen, als wir uns vor einer flachen Bank befanden, und hier brandete die See so stark, daß sie uns zwei Mann über Bord schlug und das Boot mit Wasser anfüllte". Ähnliche Beobachtungen kann jeder erfahrene Schiffer berichten, und zwar nicht bloß von senkrechten Molenköpfen, sondern auch von Steilküsten, deren Felsenwände aus tiefem Wasser senkrecht aufsteigen.

Lang gestreckte Sand- und Dünenküsten mit sehr sanft abfallenden Meeresboden sind die Hauptschauplätze der Brandung. So an der Bai von Biskaya die Dünen der „Landes", die flache Ostküste der Vereinigten Staaten, die Westküste des Bengalischen Meerbusens. Hier, speziell in Madras, ist die Brandung ein sehr lästiges Hindernis für den Verkehr zwischen Schiff und Land. Gewöhnliche Schiffsboote werden von den

Rollern so heftig auf den Strand geworfen, daß alle Nähte leck werden. Darum haben die Eingeborenen daselbst eigene Brandungsboote (Mußliboote) konstruiert, die nicht genagelt, sondern zusammengebunden sind, so daß sie den Stößen nachgeben. Bei besonders schwerer Brandung bedient man sich des sogenannten Katamaran, eines aus zwei breiten Balken zusammengebundenen Flosses, auf dem die Passagiere und ihr Gepäck ziemlich sicher,

Fig. 60.



Ein Katamaran in Fernando Noronha.

wenn auch durchnäßt, den Strand passieren. Solche Katamaran fand die Challenger-Expedition auch auf der atlantischen Insel Fernando Noronha im Gebrauch (s. Abbildung).

Am großartigsten tritt die Brandung an den Küsten von Ober- und Nieder-Guinea auf, dort „Kaléma“ genannt. Dr. Pechuel-Lösche, der sie an der Loangoküste nördlich von der Kongomündung achtzehn Monate hindurch regelmäßig beobachtete, schildert sie folgendermaßen. „Eine schwere Kalema ist eine

großartige Naturerscheinung, namentlich bei vollkommener Windstille, wenn weder kleinere kreuzende Wellen die andringenden Wogen brechen und beunruhigen, noch das Spiegeln der Wasserfläche aufheben. Von einem etwas erhöhten Standpunkte aus erscheint dem Beobachter das glänzende Meer von breitgeschwungenen regelmäßigen Furchungen durchzogen, welche durch Licht und Schatten markiert und unabsehbar sich dehnend annähernd parallel mit der mittleren Strandlinie angeordnet sind. Von den aus der Ferne nachdrängenden ununterbrochen gefolgt, eilen die Undulationen in mächtiger aber ruhiger Bewegung heran und heben sich höher und höher in dem allmählich flacher werdenden Wasser, um endlich nahe am Strande in schönem Bogen überzufallen. Während eines Augenblicks gleicht die Masse einem flüssigen durchscheinenden Tunnel, im nächsten bricht sie mit gewaltigem Sturze donnernd und prasselnd zusammen. Dabei werden wie bei Explosionen durch die im Innern eingepreßte Luft Springstrahlen und blendende Wassergarben emporgetrieben, dann wälzt sich die schäumende wirbelnde Flut am glatten Strande hinauf, um alsbald wieder wuchtig zurückzurauschen, dem nächsten Roller entgegen. — Von unvergleichlicher geheimnisvoller Schönheit ist der Anblick der Kalema des Nachts, wenn das Wasser phosphoresziert, von blitzähnlichem Leuchten durchzuckt wird, oder wenn das Licht des Vollmonds eine zauberische in höheren Breiten unbekannte Helligkeit über dieselbe ergießt, und nicht minder des Abends, wenn die Farbenglut eines prächtigen Sonnenunterganges im wechselnden Spiel von dem bewegten Elemente widerglänzt. Das Getöse, welches diese Art der Brandung hervorbringt, erinnert in einiger Entfernung sowohl an das Rollen des Donners wie an das Dröhnen und Prasseln eines vorüberrasenden Schnellzugs, durch seine Gemessenheit aber auch an das ferne Salvenfeuer schwerer Geschütze. Dazwischen wird bald ein dumpfes Brausen, bald ein helles Zischen und Schmettern hörbar, zuweilen endet das Toben plötzlich mit einem einzigen übermächtigen Schlage und

es folgt eine sekundenlange fast erschreckende Stille: „so ist es namentlich des Nachts von hohem Reize der mannigfach wechselnden Stimme, dem großartigen Rhythmus der Kalema zu lauschen".

So hinderlich dem Handelsverkehr ist aber die Kalema dabei, daß Postdampfer oft tagelang warten müssen ohne daß sie etwas landen könnten; namentlich zur Zeit des südlichen Winters (Juni bis September) ist die Brandung besonders hoch, meist doppelt so stark wie in den übrigen Monaten. Es ist keine Frage, daß man in dieser Erscheinung nichts anders vor sich hat, als eine Fernwirkung der Stürme in den höheren südlichen Breiten. Ganz damit übereinstimmend werden sowohl in St. Helena wie in Ascension die Roller vorzugsweise während des Südwinters von Süden, während unseres Nordwinters aber von Norden kommend und die Rhede beunruhigend beschrieben. Bis nach St. Helena hin, also auf eine Strecke von rund 8000 Kilometern erstreckt sich die Fernwirkung der nordatlantischen Nordweststürme im Golfstromgebiet.

Noch erstaunlicher sind die Fernwirkungen jener großartigen Küstenerschütterungen, welche auf das nahe Meer sich fortpflanzend den ganzen großen Pazifischen Ozean in Unruhe versetzt haben.

Als am 23. Dezember 1854 die Stadt Simoda in Japan durch ein Erdbeben zerstört wurde, zeichneten $12^1/_2$ Stunde nach dem Hauptstoß die selbst registrierenden Flutmesser in San Francisco und San Diego in Kalifornien das Eintreffen einer abnormen Welle auf. Diese war zwar nicht ganz einen halben Meter hoch, doch hatte sie eine Wellenlänge von 390 Kilometer (210 Seemeilen), also gleich der Entfernung von Dover nach Borkum in der Nordsee. Es folgten der ersten Welle in Zwischenräumen von je 35 Minuten nämlich noch andere, und daraus läßt sich die Wellenlänge berechnen. Die Geschwindigkeit, mit welcher der 4530 Seemeilen (8400 Kilometer) lange Weg von Japan nach Kalifornien zurückgelegt wurde, ergiebt

sich zu 358 Seemeilen (660 Kilometer) in der Stunde. Also eine Strecke wie von den Shetland-Inseln nach Hamburg oder von Kiel nach Stockholm wurde in einer Stunde durchlaufen!

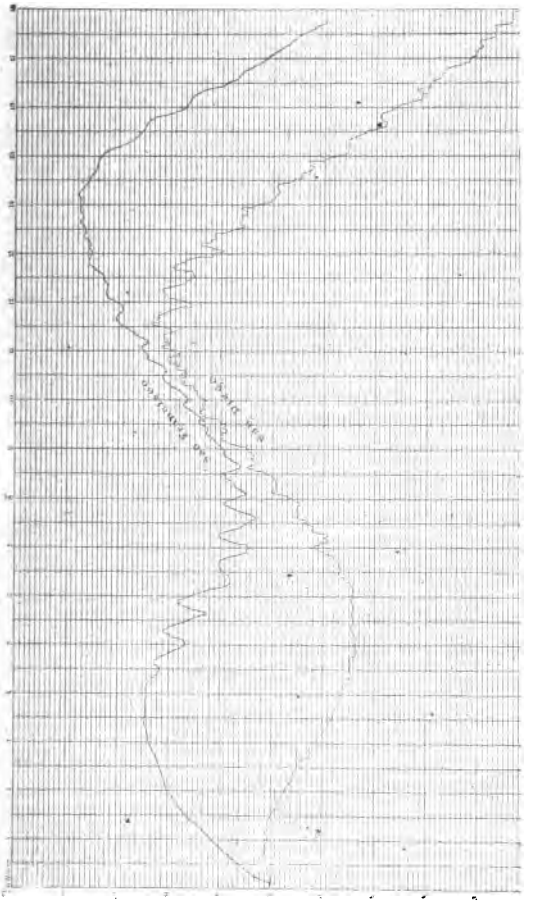


Fig. 61.

Erdbebenwelle vom 23. Dezember 1854.
Registriert von den Flutmessern zu San Francisco und San Diego.

Einen ähnlichen Fall brachte das Erdbeben von Arica an der Küste von Peru am 13. August 1868, wo der ganze Südpazifische Ozean von solchen Wellen durcheilt wurde, bis nach

Sydney in Australien, Neuseeland und den nordpazifischen Sandwich-Inseln. Das Erdbeben von Iquique (südlich von Arica), am 9. Mai 1877 entsandte seine Schütterwellen sogar bis nach Japan: dort, in Hakodate, auf der Insel Jeso, 8760 Seemeilen oder 16220 Kilometer, oder $^2/_5$ des Erdumfanges entfernt, traf die Welle nach 25 Stunden ein, erreichte also just dieselbe Geschwindigkeit wie die von Simoda 1854. An einzelnen Punkten der Ostküste Nippons richtete die erste Flutwelle noch Verheerungen an, überschwemmte mehrere Fischerdörfer und verschuldete den Verlust zahlreicher Menschenleben — trotz dieser enormen Entfernung! Auch in Neuseeland wurden einige Küstenpunkte empfindlich getroffen, Brücken über Bäche am Strande fortgerissen und sonst Beschädigungen veranlaßt. — Auch auf den Sandwich-Inseln trat die Welle noch in einer Höhe von 3—4 Meter auf.

Das neueste Ereignis der Art begleitete die furchtbaren Vulkanausbrüche in der Sundastraße am 26. August 1883. Die durch die Explosion des Krakatau erzeugte Flutwelle erschütterte nicht nur den ganzen Indischen Ozean, sondern pflanzte sich auch in den Pazifischen fort bis in den Golf von Panama hinein, wo die von Lesseps aufgestellten Flutautographen ihr Eintreffen am 27. August in Intervallen von 1—$1^1/_2$ Stunden wiederholt aufzeichneten. Die Wellen selbst waren nur 30—40 Centimeter hoch. Aber auch im Atlantischen Ozean wurde die Erschütterung gespürt. Die deutsche Expedition auf der einsamen Insel Süd-Georgien (in 54° südl. Br.) beobachtete am 27. August eine heftige Bewegung der See an der Station im Moltke-Hafen, und der Flutautograph zeichnete sie getreulich auf (s. Fig. 62). Selbst in Rochefort an der französischen Küste des Biskaya-Golfs signalisierte der Flutmesser am 28. August 30 Centimeter hohe Wellen um $2^1/_2$ Uhr früh und $1^1/_4$ Uhr Mittag. — Durch solch grandiose Phänomene wird thatsächlich fühlbar, daß die ozeanische Wasserhülle der Erde etwas einheitlich Zusammenhängendes ist.

Im Atlantiſchen Ozean ſelbſt erzeugen ſich ſolche Seebebenfluten — glücklicherweiſe muß man ſagen, — ſehr ſelten. Eine ſolche Schütterwelle folgte dem großen Beben von Liſſabon (1. November 17[illegible]5), zerriß, 20 Meter hoch, die Landzunge von Cadiz, und war in Madeira noch 5, in Weſtindien 6—7 Meter hoch. Einem ſolchen, anderweitig freilich nicht bekannt gewordenem Seebeben, werden die koloſſalen Roller zugeſchrieben, welche im Mai 1821 und am 11. Februar 1846 ganze Flotten auf der Rhede von St. Helena von den Ankern riſſen und ſcheitern ließen; ganz kürzlich, am 13. Januar 1884, traf noch eine ſolche Stoßwelle den Strand von Montevideo, dort viele badende Einwohner mit ſich fortreißend.

Am gefährlichſten ſind dieſe Flutwellen an der erſchütterten Weſtküſte von Südamerika ſelbſt; ſobald alſo an dieſer ein kräftiger Erdſtoß geſpürt wird, iſt es ſehr wahrſcheinlich, daß eine ſolche Welle nachfolgt. Die Zeit, welche alsdann einem im Hafen ankernden Schiffe übrig bleibt, etwa auf hohe See zu

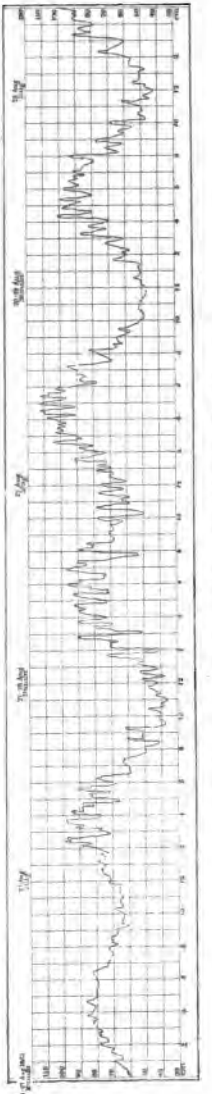


Fig. 62.

Stoßwellen des Krakatau-Bebens beobachtet in Süd-Georgien.

NB. Die großen halbtägigen Niveauſchwankungen beruhen auf den Gezeiten; die Stoßwellen ſind als tief eingefügte Zacken erkennbar.

flüchten, woselbst die Welle ihrer großen Länge und geringen Höhe wegen gar nicht fühlbar, also ganz unschädlich ist, dürfte in den meisten Fällen ausreichen. So verstrich bei dem Beben von Iquique im Jahre 1877 in den Häfen von Peru und Chile nach dem Erdstoß meist eine halbe bis dreiviertel Stunden, ehe die See sich vom Strande zurückzog, um die große Welle zu bilden, welche dann mit verheerender Wut über die Küste sich ergoß, ganze Stadtteile überschwemmend und die Schiffe von den Ankern bis aufs Trockene setzend. Bei Valparaiso und Callao und auch sonst an der Westküste Südamerikas zwischen diesen Orten bezeugen die zahlreichen als Wrack hoch oben auf dem Strand liegenden Schiffe die unvergleichliche Gewalt solcher südpazifischer Stoßwellen. Daß diese nach solchen Fernwirkungen wohl befähigt erscheinen, auch die Eiskante des antarktischen Landes zu zertrümmern, wie oben bereits ausgesprochen wurde (S. 160), kann kaum zweifelhaft erscheinen.

Doch auch das Furchtbare verliert einen Teil des Unbehaglichen für den menschlichen Geist, wenn es für die Wissenschaft nutzbar gemacht werden kann. Für dieses Phänomen geschieht das nach einer Richtung, auf die wir bisher noch nicht hingewiesen haben. Wellen von solcher kolossalen Länge, wie die in Rede stehenden, bewegen sich mit einer Geschwindigkeit fort, die wie die Analysis ergiebt, der Quadratwurzel aus der Wassertiefe direkt proportional ist.*) Kennt man also die Zeit des Impulses, der die Welle erzeugt hat, und die Zeit des Eintreffens derselben an einem gegebenen Orte, so kann man aus diesen Angaben die mittlere Meerestiefe auf dem von der Welle durchlaufenen Wege berechnen. Da die Theorie aber eine gleichmäßige Tiefe und senkrechte Wände für das erschütterte Becken voraussetzt, Bedingungen, welche in der Natur nicht gegeben sind, so folgt daraus, daß die auf der Strecke etwa geloteten

*) Die Geschwindigkeit $v = \sqrt{gh}$, wo g die Konstante der Schwere und h die Wassertiefe bedeutet.

Tiefen einen etwas andern Mittelwert ergeben werden als die aus den Stoßwellen berechnete Tiefe ist, und zwar wird die letztere zu klein ausfallen, weil Inseln und Unebenheiten des Meeresbodens die „Reisedauer" der Welle verlangsamen. Hat man es aber mit inselfreien Räumen zu thun, wie es zwischen der peruanischen Küste und den Sandwichinseln der Fall ist, so kann die Abweichung keine sehr erhebliche sein und wenn Lotungen ganz fehlen, wie hier, ein sehr erwünschtes Hilfsmittel abgeben, um sich einen ungefähren Begriff von der mittleren Tiefe der betreffenden Strecke zu machen. So berechneten Hochstetter und Peschel aus dem Seebeben von Arica die mittlere Tiefe zwischen diesem Orte und den Sandwich-Inseln zu 4760 resp. 4260 m*); Geinitz für dieselbe Strecke (Hilo-Iquique) 4250 m: Werte, welche den natürlichen sehr wohl entsprechen dürften. Die Werte für die Strecke Simoda-San Francisco mit genau 4000 m, und im südpazifischen Gebiet Peru-Neuseeland nach Hochstetter 2690, nach Geinitz 2545 m, erscheinen schon weniger verläßlich und können nur als Minimalwerte angesehen werden.

Nicht uninteressant ist, daß sogar die Ostsee bisweilen von solchen Schütterwellen erreicht wird. So zeigte sie sich beim Erdbeben von Lissabon (1755) beunruhigt; und auch sonst sind plötzliche Niveauveränderungen des Ostseespiegels den Küstenbewohnern nicht unbekannt, die sie mit dem sonderbaren Namen des „Seebären" bezeichnen. In einzelnen Fällen, wie am 4. März 1779 in Kolberg, erreichten die Schütterwellen die Höhe von $2^1/_2$ Meter. Ein anderer Fall wird vom 15. Januar 1858 von der Insel Dagö im Rigaischen Meerbusen gemeldet; dort erreichte an einzelnen Küstenpunkten die Schütterwelle 125 Centimeter Höhe und riß kleine Fahrzeuge von ihren Ankern. Nach Lehmann war dieser „Seebär" die Fernwirkung des

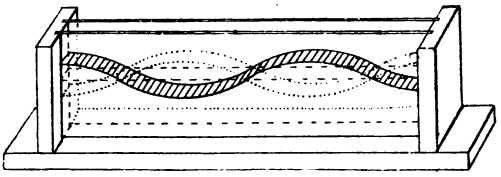
*) Der Unterschied von 500 Metern beruht auf der von beiden Autoritäten verschieden angenommenen Zeit des ersten Impulses.

großen Erdbebens, welches an genau demselben Tage die Karpathen und Oberschlesien erschütterte und sein Zentrum beim Orte Sillein hatte. —

Zum Schlusse mag hier noch auf eine andere Form der Wellenbewegung hingewiesen werden, die, bislang nur an Binnenseen bekannt, doch allem Anscheine nach auch dem Meere nicht fehlt.

Wenn solche lange Wellen, wie die eben beschriebenen, ein kleines Wasserbecken durchlaufen, so werden sie an den Ufern reflektiert; durch Interferenz mit dem ersten Wellensystem bildet sich alsdann ein rhythmisches Auf- und Abpendeln der ganzen Wassermasse aus, wie das beistehende Figur (aus Webers

Fig. 63.



Stehende Welle nach Weber.

Wellenlehre) verdeutlicht. Die Wassermasse nimmt abwechselnd die Gestalt an wie sie die ausgezogene, bald die, wie sie die punktierte Linie ausdrückt. Solche Wellen nennt man stationäre oder stehende Wellen; die Schwingungsperiode ist abhängig von der Wassertiefe und dem Durchmesser des Beckens, die Wellen können dabei sowohl quer wie längs schwingen. Der Genfer Physiker A. Forel hat gezeigt, daß gewisse rätselhafte Niveauschwankungen der Schweizer Seen, am Genfer See die „Seiches", am Bodensee die „Ruhß" genannt, auf solchen stehenden Wellen beruhen. Das Niveau am Strande hebt sich dabei langsam während 30—40 Minuten, um eine Höhe, die zwischen ein paar Centimetern und einem, ja zwei Metern schwanken kann, um sich dann in einer gleichen Zeit wieder zu senken und diese Schwankungen rhythmisch zu wiederholen. Forel giebt als Ur-

sachen dieser Schwankungen einer ganzen Reihe meteorologischer Faktoren an, so namentlich Gewitterböen, mit ihren heftigen Windstößen und Barometerschwankungen. Weiter aber gelang es demselben Physiker diese Lehre zur Lösung eines uralten Problems der Meereskunde anzuwenden, nämlich der rätselhaften und wechselvollen Strömungen im Euripus, die einst schon Aristoteles nach einer Sage des Altertums, unerklärbar erschienen, so daß er untröstlich darüber, dieses Geheimnis nicht zu entwirren, in den strömenden Wogen jener Meeresstraße den Tod gesucht haben soll. Das Unerklärliche dieser Strömungen beruht darin, daß ihre Richtung 4—14mal im Tage wechseln kann, wobei stets in der engen bekanntlich überbrückten Straße die Kraft derselben ausreicht, um Mühlen zu treiben. Forel zeigte in sehr einfacher Weise, daß ein viermaliger Stromwechsel von den Gezeiten veranlaßt werde und in der Zeit der Springfluten zu dominieren scheine. Zur Zeit der tauben Fluten aber wechselt der Strom 11—14mal in 24 Stunden; die daraus sich ergebende Periode der stehenden Wellen von 103—131 Minuten stimmt vorzüglich zu den nach den Dimensionen des schwingenden Beckens, nämlich des Golfes von Talanti, zwischen Böotien und Euböa, berechneten 86—122 Minuten.

Auch eine andere Erscheinung des Mittelmeeres, speziell der West- und Südküsten Siziliens gehört vielleicht hierher, das sogenannte Marrobbio, welches Theobald Fischer ausführlich beschrieben hat. Das Marrobbio gilt als ein Vorbote des Scirocco und tritt bei ruhiger aber dunstiger Atmosphäre und drohend gefärbten Himmel auf, indem plötzlich das Meer aufwallt und die flachen Ufer überströmt, den Schlamm aufwühlend und so das Wasser rötend (daher mar-rubro), darum den Sardellenfischern sehr angenehm, die alsdann einen reichen Fang haben. Dieses Hin- und Herwogen wiederholt sich durchschnittlich jede Minute, oft stundenlang. Am beträchtlichsten sind die Marrobbiowellen in der engen Flußmündung von Mazzara, wo sie bisweilen eine Höhe von einem Meter erreicht haben. Auch

auf den benachbarten Sandbänken tritt das Marrobbio heftig auf und ging dabei 1804 sogar ein englisches Kriegsschiff von 18 Kanonen verloren, infolge einer ungewöhnlichen Strömung, wie der Kapitän vor dem Kriegsgerichte angab. Auch in Marsala und Trapani sind schon Schiffe von ihren Ankern gerissen worden. Man kann schwanken, ob man in dieser Erscheinung nur die lange Dünung erkennen will, welche die Scirocco-Böen vor sich her schicken, oder die stehenden Wellen oder Schütterwellen eines Seebebens. Für eine bloße Dünung erscheint die Periode der Wellen (eine Minute) schon zu lang, das würde eine Wellenlänge von drei Seemeilen voraussetzen. — Auch an der spanischen Küste gelten ähnliche Wallungen am Strande, als las tascas bekannt, für die Vorboten des Scirocco.

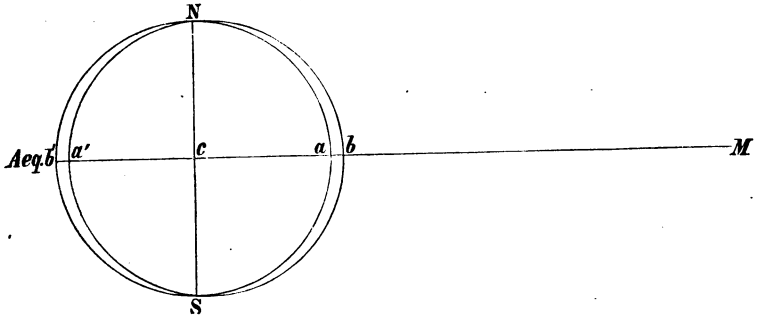
Noch rätselhafter ist eine ähnliche Erscheinung, welche den Baskischen Häfen, also dem Rande des offenen Atlantischen Ozeans zukommt, die sogenannte Resaca. Über diese liegen nur die dankenswerten, wenn auch kurzen Nachrichten vor, welche deutsche Seeoffiziere gelegentlich ihres Aufenthalts an jener Küste im Karlistenkriege im Winter 1874 zu 1875 darüber gesammelt haben. Danach tritt die Resaca nur in den Hafenbuchten mit weiter und tiefer Öffnung auf, so namentlich in San Sebastian und Pasages; wird dagegen nur wenig fühlbar in den gut geschützten Häfen mit engen und gewundenen Eingängen, wie Santander und Santoña. Die Resaca besteht in einer langsamen Schwingung der ganzen Wassermasse des Hafens, so daß die vor Anker liegenden Schiffe hin- und herschwaien und häufig alle Ketten und Trossen brechen, während gleichzeitig kleine Boote im Hafen ganz unbelästigt verkehren. Am 12. Dezember 1874 erlitten sämtliche vier Schiffe eines in Pasages ankernden spanischen Geschwaders durch eine Resaca schwere Havarien, zwei der Fahrzeuge mußten auf den Schlick auflaufen um nicht ganz verloren zu gehen. Leider ist nichts bekannt über die Zeitintervalle zwischen diesen Schwingungen,

so daß es noch an jedem Anhaltspunkt für die Deutung dieses den Schiffen so gefährlichen Phänomens fehlt.

2. Die Gezeiten.

Schon im Altertum erwähnen die Geographen jene rhythmischen Niveauschwankungen des Meeresspiegels, die wir unter Ebbe und Flut zusammenfassen. Obwohl dem Mittelmeer die Gezeiten nicht ganz fehlen, so lernten die Alten sie doch oft an den atlantischen Küsten Spaniens und Frankreichs nach ihrer

Fig. 64.



Erklärung der Ebbe und Flut durch die Differenzen der Attraktion eines entfernten Himmelskörpers.

ganzen Größe kennen und würdigen. Eine Erklärung derselben wurde kaum versucht, obschon sowohl Strabo wie Plinius die Beziehungen der Gezeiten zum Monde kannten, wobei sie vielleicht phönizisch-chaldäische Untersuchungen zu Grunde legten.

In der neueren Zeit mutmaßte zwar schon Kepler als Ursache der Gezeiten eine Anziehung der Himmelskörper wie des Mondes auf das Meer, aber erst Newton konnte zeigen, daß die Schwerkraft identisch sei mit jener Kraft, welche die Erde an die Sonne und den Mond an die Erde fesselt und die man Gravitation nennt. Diese Anziehung ist aber eine gegenseitige, und so zieht der Mond auch die Erde an. Obwohl die Rechnung die Massen der sich gegenseitig anziehenden Körper sich

konzentriert denkt in ihrem Schwerpunkt, so erfolgt doch thatsächlich nicht diese Kraftwirkung von Mittelpunkt zu Mittelpunkt, sondern jedes einzelne Massenteilchen des einen Körpers übt die Anziehung aus auf jedes Teilchen des anderen. Darauf beruht die Entstehung der Gezeiten.

Denken wir uns in M einen anziehenden Himmelskörper, also etwa den Mond; in der Kugel, deren nordsüdlicher Querschnitt der Kreis Na Sa' giebt, die Erde; so wird nicht nur der Mittel- und Schwerpunkt c, sondern auch alle übrigen Teilchen des Erdkörpers vom Monde angezogen, aber mit der Maßgabe, daß die Anziehung abnimmt mit dem Quadrate der Entfernung von M. Ist also ein Abstand doppelt soweit entfernt wie ein anderer gegebener, so wird der doppelt so weit entfernte viermal weniger stark angezogen als der andere.

Ist die sonst feste Erde mit einer beweglichen Wasserhülle umgeben, so werden diese Unterschiede in der Anziehung nur an dieser Hülle in die Erscheinung treten, denn die Abstände c a = c a' sind eben bei einem festen Körper unveränderlich. Der Mond zieht also den ganzen festen Erdkörper ein wenig zu sich, die Distanz cM wird sich infolgedessen verringern — ein Vorgang der auf der Figur der Deutlichkeit wegen nicht zum Ausdruck gebracht ist. Um eben dasselbe Stück werden die Punkte a und a' sich M nähern. Anders zwei bewegliche Punkte b und b' der Wasserhülle. b ist M erheblich näher als c, wird also stärker angezogen, und demnach noch weiter auf M zu sich verschieben als c und das mit c fest verbundene a. b' dagegen ist um die Länge des Erdradius weiter von M entfernt als c, wird also nicht ganz c folgen, sondern zurückbleiben hinter a', welches ganz die Bewegung von c mitmacht, weil mit c fest verbunden.

Die Folge wird sein, daß bei b und b' die Wasserhülle der Erde eine Aufwölbung erfährt: das sind die beiden Fluten, und zwar heißt die M zugewandte Flut bei b die Zenithflut, die von M abgewandte Flut bei b' die Nadirflut. Die Analysis

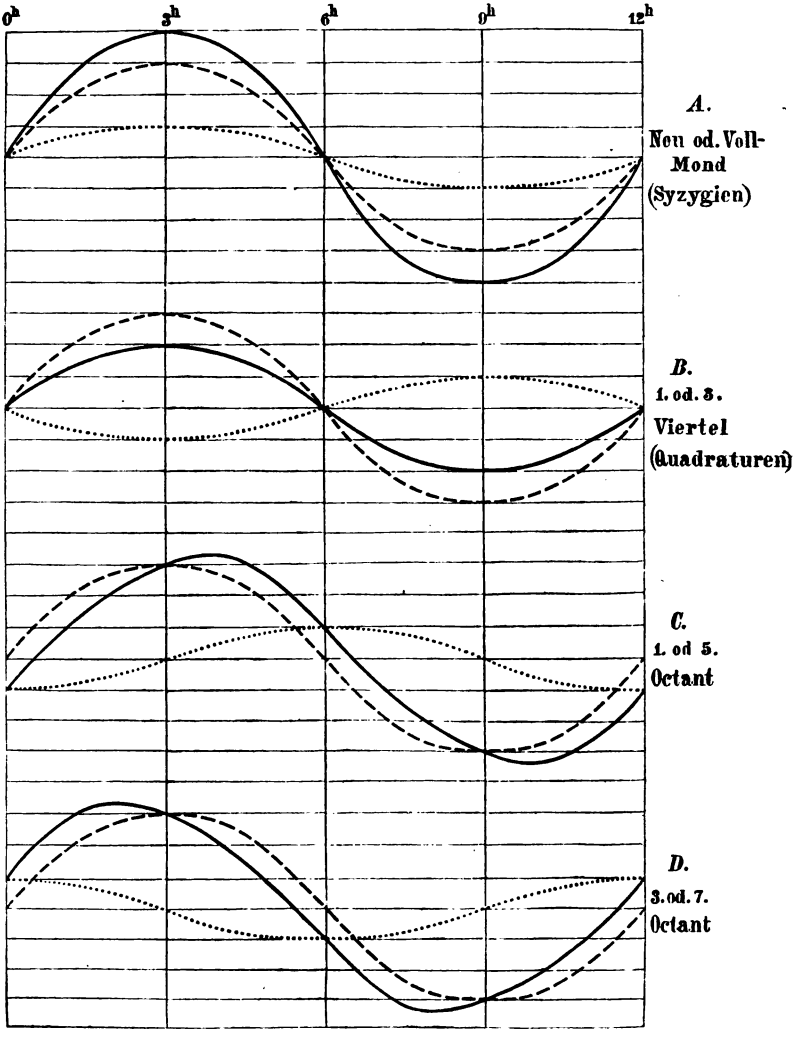
ergiebt, daß die letztere an Höhe nicht ganz der erstern gleichkommt, sondern etwa $^1/_{40}$ kleiner ist. Da das Volumen des Meeres ein fest gegebenes ist, aber durch seine Auftreibung bei b und b' eine andere Gestalt angenommen hat, so wird an den zwischen diesen beiden Punkten bei N und S um 90° abstehenden Stellen das Wasserniveau sich um soviel erniedrigen müssen, als nötig ist, um die Masse für die Auftreibung bei b und b' zu liefern. Diese Stellen haben Ebbe. So wenigstens werden im Binnenlande diese Formänderungen benannt. Der Seemann spricht schlechthin von Hochwasser und Niedrigwasser und versteht unter „Flut" und „Ebbe" Phasen der Gezeitenströmungen, von denen weiter unten die Rede sein wird. Die „Gezeiten" selbst pflegt der Seemann die Tiden zu nennen.

Die Figur zeigt den Querschnitt der Erde von Pol zu Pol in der Ebene eines Meridians; aber man wird leicht einsehen, daß auch beim Querschnitt durch die Ebene des Äquators die Deformation der Wasserhülle die gleiche werden wird wie auf der Figur die Ellipse N b S b' sie zeigt: gerade unter dem Monde die Zenithflut, 90° rechts und links davon die Ebbe, 180° davon die Nadirflut. Es ist also immer an zwei Punkten des Querschnitts zugleich Hochwasser und an zweien Niedrigwasser.

Denkt man sich nun die Erde um ihre Axe drehend, so wird der Mond immer gerade unter sich dasselbe Flutellipsoid erzeugen. Es wird also in 24 Stunden 48 Minuten, welche erforderlich sind demselben Ort wieder den Mond im Meridian zu zeigen, dieser Ort zweimal Hoch- und zweimal Niedrigwasser haben.

Außer dem Monde bewirkt aber noch die Sonne die Ausbildung eines zweiten Flutellipsoids, das mit dem des Mondes sich nicht immer decken wird, da die Sonne ja jedesmal in Intervallen von genau 24 Stunden durch den Mittagskreis eines gegebenen Ortes geht. Auch wird die Sonne eine schwächere Flut erzeugen, da sie 387mal weiter von der Erde absteht, als

Fig. 65.



Die hauptsächlichsten Kombinationen von Mond- und Sonnenfluten.

der Mond von dieser. Die Rechnung ergiebt darum, daß die Mondflut $2^1/_5$mal größer ist als die Sonnenflut, oder die erstere sich zur letzteren verhält wie 9 zu 4.

Fig. 65 zeigt, wie durch das Ineinandergreifen der Sonnen- und Mondflut die thatsächlich an einem gegebenen Orte wahrnehmbaren Gezeiten sich zusammensetzen.*) Die oberste Darstellung A bezieht sich auf den Fall, wo Sonne und Mond zur selben Zeit durch den Meridian gehen, was sowohl bei Vollmond wie bei Neumond geschieht. Die Sonnenflut, ausgedrückt durch die punktierte Kurve, fügt sich zur Mondflut ausgedrückt durch die gestrichelte Kurve, und beide ergeben ausgezogen die Kurve als „Springflut". Man sieht, die „Springzeit" giebt das höchste Hochwasser und das niedrigste Niedrigwasser.

Die zweite Kombination B bezieht sich auf den Fall, wo der Mond und die Sonne um 90 Grad am Himmel voneinander abstehen, also wenn der Mond im ersten und dritten Viertel ist, oder zur Zeit der „Quadraturen"; da haben die Orte, welche Mond-Hochwasser notieren, gleichzeitig Sonnen-Niedrigwasser, und umgekehrt die Orte mit Mond-Niedrigwasser Sonnen-Hochwasser, weshalb in diesem Falle die thatsächlich beobachteten Fluten sehr wenig ausgiebig sein und vom mittleren Wasserstand sich sehr wenig entfernen werden. Das sind die „tauben" Gezeiten (dat dove getide) des deutschen Seemannes, die neap tides der Engländer.**)

Wir drückten das theoretische Verhältnis von Mond- und Sonnenflut durch die Zahlen 9 zu 4 aus. Zur Springzeit wird also das Hochwasser 9 + 4 = 13 über dem mittlern Niveau und das Niedrigwasser um ebenfalls 13 Höheneinheiten

*) Die vertikalen Linien geben die Mondstunden, die also länger sind als die Sonnenstunden unserer Uhren.

**) In demselben Sinne wie man von einer „tauben" Nuß spricht. „Rippflut" ist ganz undeutsch und wird niemals über die Lippen eines Seemannes kommen.

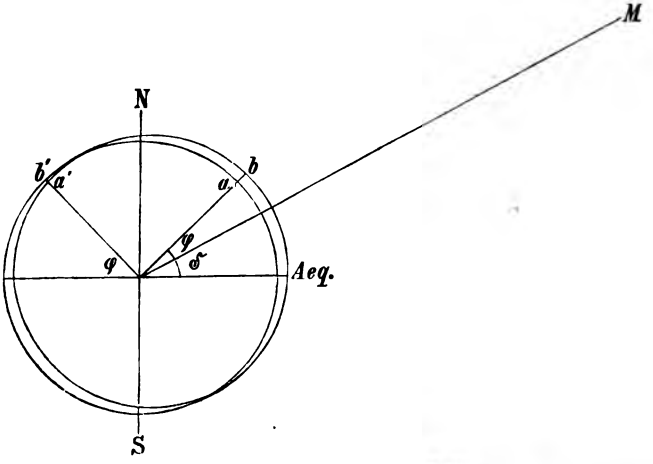
unter dem Normalniveau („Mittelwasser") sein. Die „tauben" Tiden aber geben die Differenzen 9—4 = 5 als Abstand der beiden Scheitelpunkte vom Niveau. Da der Mond seine Phasen in fast einem Monat völlig durchläuft, so lösen sich diese extremen Fälle alle 14 Tage ab, weshalb man sie „halbmonatliche Ungleichheit" nennt. Diese Ungleichheit bildet sich nicht nur in der Höhe der Gezeiten heraus, sondern auch in den Eintrittszeiten der Hoch- und Niedrigwasser, und diese soll durch die Kombinationen C und D verdeutlicht werden.

Da die Flutwelle der Sonne und die des Mondes eine verschiedene „Periode" haben, und zwar die Mondwelle eine um 48 Minuten längere, so ist nach dem Tage des Voll- oder Neumonds das Sonnenhochwasser am Beobachtungsorte 48 Minuten früher zu notieren als dasjenige der Mondwelle eintrifft. Das thatsächlich am Orte beobachtete Hochwasser aber wird eine Kombination aus beiden sein, also der Zeit nach etwas früher eintreten, als der Mond allein es erzeugt haben würde. Dieses Zeitintervall vergrößert sich natürlich mit jedem folgenden Tage, bis die Sonne gerade 4 Stunden früher durch den Meridian geht als der Mond, also bis zum ersten (oder fünften) Oktanten. Die dann entstehende Kombination zeigt zeigt die Figur bei C So geht die Sonnenwelle scheinbar immer mehr dem nächsten Mondhochwasser entgegen. Nachdem die Phase des ersten Viertels mit ihren tauben Tiden passiert ist (B), wird das Intervall zwischen dem Eintreffen der beiden Hochwasser wieder kleiner, aber nun tritt das thatsächliche Hochwasser später ein, als die Mondwelle allein ergeben würde (vgl. D, wo das Maximum der Verspätung im 3. (7.) Oktanten eingezeichnet ist). — So kann man eine halbmonatliche Ungleichheit nicht bloß inbezug auf die Höhe der Gezeiten, sondern auch auf die Zeit ihres Eintreffens unterscheiden.

Außer dieser halbmonatlichen giebt es noch eine sogen. tägliche Ungleichheit, die darin besteht, daß die Höhe der beiden Hochwasser eines Tages nicht gleich ist. Diese Erschei-

nung beruht darauf, daß das fluterzeugende Gestirn nur vorübergehend gerade über dem Äquator steht, wie wir oben angenommen haben, nur um den einfachsten Fall zu untersuchen. Jene Figur (Seite 185) zeigte das höchste Hochwasser gerade unter dem Äquator, dann dessen kontinuierliche Abnahme polwärts, und in der Nähe des Pols das Niedrigwasser. Anders wird diese Anordnung, sobald die Sonne oder der Mond nördlich oder südlich vom Äquator kulminiert. Die neue Figur giebt dem Monde eine nördliche Deklination von δ^0, d. h. er steht

Fig. 66.



Erklärung der täglichen Ungleichheit.

für den Breitenparallel von δ^0 im Zenith. In Folge davon liegt der Scheitel des Flutellipsoids in δ^0 Breite, und nicht mehr im Äquator, der also nicht das höchste Hochwasser hat. Dafür erhält aber jeder Pol ein solches. Nehmen wir nun einen Ort a in der Breite φ, so hat dieser, wenn der Mond durch seinen Meridian geht, das Hochwasser von der Höhe ab, nach 12 Stunden aber, wo der Ort nach a' sich gedreht hat, bewirkt die Nadirflut nur ein Hochwasser von der Größe a'b'. Das giebt also eine tägliche Ungleichheit.

Soweit diese vom Monde allein erzeugt wird, hat sie eine Periode von einem halben Monat; da aber auch die Sonne bekanntlich in einem halben Jahr nördlich, im andern südlich vom Äquator kulminiert, so bewirkt auch sie eine solche Ungleichheit, wenn auch eine erheblich schwächere als der Mond und mit einer Periode von einem halben Jahr. — Auch diese Ungleichheit hat einen Einfluß auf die Zeit des Hochwassers. Der Ort a hat eine andere Lage zur Drehungsaxe des Flutellipsoids wie a', letzteres liegt dem Drehungspol des Flutellipsoids näher als a. Das wird zur Folge haben, daß das Hochwasser in a nicht bloß höher, sondern auch länger andauert als in a'.

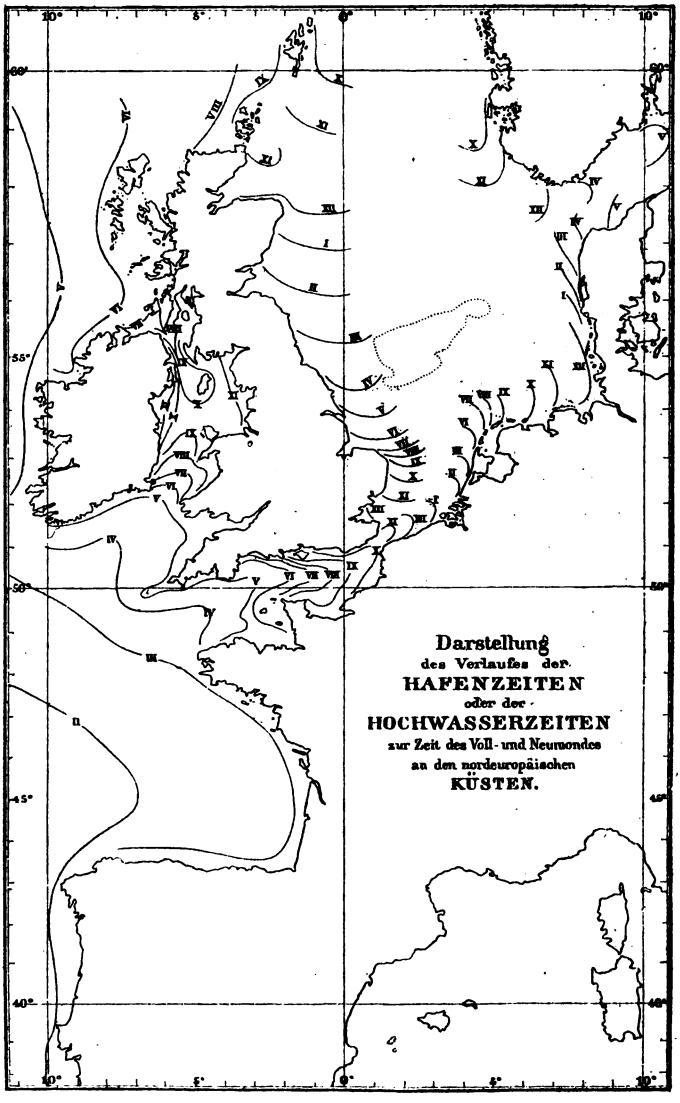
Eine weitere sehr merkliche Verschiedenheit der Gezeitenhöhen wird durch den nicht immer gleichen Abstand des Mondes von der Erde und dieser von der Sonne erzeugt. Für den Mond schwanken die Werte für die fluterzeugende Kraft zwischen einem Maximum und Minimum, die sich verhalten wie 59 zu 43, für die Sonne wie 21 zu 19. Daraus kann man nach Herschel als theoretisches Verhältnis des höchsten Hochwassers bei Springtide zum niedrigsten Niedrigwasser bei Taubertide die Werte setzen: 59 + 21 zu 43—19 oder 80 zu 24 oder 10 zu 3. Diese Ungleichheit heißt die parallaktische.

Man kann sich nun einen ungefähren Begriff machen von den zahllosen Kombinationen, die zwischen diesen Verschiedenheiten der Stellungen und Entfernungen der fluterzeugenden Himmelskörper möglich sind. Die vom Mond allein abhängigen erschöpfen sich freilich innerhalb $18^1/_2$ Jahren und kehren dann in alter Folge wieder, wobei die extreme Deklination zwischen 18^0 und 29^0 Breite variiert. Die Sonne aber würde ihre Änderungen an dem Verlaufe der Gezeiten erst nach einer Periode von rund 21000 Jahren von neuem wiederholen, wo dann das Perihelium (der Moment der größten Annäherung an die Sonne) auf denselben Jahrestag fällt.

Im wesentlichen hat diese eben gegebenen Betrachtungen

schon Newton angestellt; aber bis auf den heutigen Tag ist es noch nicht gelungen auf Grund der Theorie allein die Eintrittszeit und die Höhe des Hochwassers für irgend einen gegebenen Ort voraus zu berechnen. Thatsächlich nämlich bewirkt die Trägheit der Wassermassen, daß sie nicht unmittelbar den anziehenden Kräften folgen, sondern sich verspäten. So treten die Wirkungen der Springzeit vielfach erst zwei Tage nach dem Voll- oder Neumond ganz in die Erscheinung und diese Verzögerung ist fast für jeden Ort eine andere. Ferner hat die ungleiche Tiefe der Meere und vor allem ihre Unterbrechung durch die Landflächen eine solche Störung des sich entwickelnden Flutellipsoids zur Folge, daß es ganz unmöglich erscheint, eine vollständige Theorie der faktischen Gezeitenerscheinungen, so wie sie an den Küsten beobachtet werden, aufzustellen. Das ist weder Newton und Bernouilli gelungen, mit ihrer „Gleichgewichtstheorie", welche von jeder Trägheitswirkung absah, also dem Wasser die Eigenschaften der Masse absprach, noch Laplace, der in seiner sogenannten dynamischen Theorie die unerlaubte Annahme einer ununterbrochenen, kontinentlosen Wasserdecke der Erde zu Grunde legte, noch Ferrel, der in den Gezeiten des Atlantischen Ozeans nur das Hin- und Herschaukeln erblickte, wie es „stehende Wellen" erzeugen. Letzteren hat kürzlich Börgen mit der einfachen Rechnung widerlegt, daß die Dimensionen des Atlantischen Ozeans stehende Wellen von ganz anderer Periode ergeben würden als Ferrel annahm. Airy wieder betrachtete in seiner „Kanaltheorie" die Gezeitengestaltung, wie sie sich in einem Kanal von beliebiger Länge, Breite und Tiefe ergeben würden, und schuf damit unmittelbar auf die Flutphänomene in Meeresstraßen und Flußmündungen anwendbare Gesetze, wobei er das Phänomen im ganzen als eine Wellenbewegung behandelte. In dieser Richtung bewegen sich auch die neuesten Arbeiten von Prof. Börgen in Wilhelmshaven, welche bestimmt sind, der Gezeitenlehre neue Bahnen zu weisen. Schon Newton wußte, daß die Orte einer und der-

Fig. 67.


Darstellung
des Verlaufes der
HAFENZEITEN
oder der
HOCHWASSERZEITEN
zur Zeit des Voll- und Neumondes
an den nordeuropäischen
KÜSTEN.

selben Küstenstrecke keineswegs zur selben Zeit ihr Hochwasser erhalten. Die Uhrzeit des an einem Vollmond- oder Neumondtage eintretenden Hochwassers nennt der deutsche Seemann die „Hafenzeit", der englische: establishment. Noch niemals ist es gelungen, für einen Ort die „Hafenzeit" zu berechnen, diese kann nur durch Beobachtungen erhalten werden.

Beigegebene Karte auf welcher die römischen Ziffern die Uhrzeiten (nach Greenwich-Zeit) angeben, versucht durch Linien gleichzeitiger Hafenzeit ein Bild zu entwerfen von dem Verlaufe der Flutwelle an den Küsten Frankreichs, Englands und Deutschlands. Die Linien, welche angenähert die Lage des Kamms der Flutwelle zur angegebenen Stunde andeuten, zeigen, wie sich diese Welle, ganz nach den im vorigen Abschnitt entwickelten Gesetzen, in ihrer Richtung zur Küste verhält. In der Mitte des britischen Kanals, im tieferen, freieren Wasser eilt der Kamm vor, an den Küsten bleibt er zurück, fast 6 Stunden braucht die Welle, um vom Eingange des trichterförmigen Kanals nach Dover vorzudringen. Das Irische Meer erhält Wellen von Norden und Süden, und in der Nordsee, wo man die Gezeiten nur entlang den Küsten genau genug kennt, läuft eine Welle an Schottland und England entlang von Norden nach Süden, während die aus der Enge von Dover tretende nach Osten weiter eilt. Solche Karten hat zuerst der Engländer Whewell gezeichnet, der eine Zeitlang sogar der Meinung war, derartige Linien (cotidal lines), die man Homopleroten nennt, für das ganze Weltmeer zeichnen zu können. Man sieht in manchen Atlanten leider noch solche Kärtchen, obwohl sie ganz unmögliche Dinge zur Anschauung bringen, und trotzdem sie Whewell 18 Jahre nach seinem ersten Versuche selbst feierlich widerrufen hat. Er war von der ganz irrigen Annahme ausgegangen, daß nur der größte Ozean, der Pazifische, Fläche genug besäße, um eine selbständige Flutwelle zu schaffen und diese sollte dann durch den Indischen Ozean in den Atlantischen treten, um in diesem von Süden nach Norden zu

laufen. Der Irrtum ist um so augenscheinlicher, als ganz kleine Wasserbecken, wie der Michigansee in Nordamerika, nachweislich, eine Gezeitenbewegung zeigen, die allerdings nur wenige Centimeter, in Chicago 7, in Milwaukee 3 bei Springzeit, erreicht.

Durchmustert man die Hafenzeiten im Nordatlantischen Ozean (welche wenig Beziehung in ihrer Folge zum Südatlantischen zeigen), so tritt uns als typischer Kontrast die Gleichzeitigkeit entgegen, mit der die Flutwelle alle Küstenpunkte der Vereinigten Staaten trifft, gegenüber der kontinuierlichen Verspätung an den europäischen Küsten nach Norden hin. An der Küste von Florida liegen die Hafenzeiten zwischen $1^1/_2$ und $1^3/_4$ Uhr, etwas früher an der Küste von Georgia, bei Kap Hatteras, dem am weitesten östlich vorragenden Punkte, sich verfrühend bis 6 Min. nach 12. Am Eingange zum Delaware und zur Bucht von New-York, trifft sie zwischen $12^1/_2$ und $12^3/_4$ Uhr ein; dagegen vor Halifax auf der Sable Insel schon $^1/_2 11$, bei Kap Race auf Neufundland ebenso, an der eigentlichen Küste aber etwas später, um Mittag (immer nach Greenwich-Zeit).

Börgen erklärt diese merkwürdigen Hafenzeiten so, daß er annimmt, im Atlantischen Ozean schwinge die Flutwelle in dessen längster Axe, also von Süden nach Norden. Dabei trete dann in Wirkung jene oben beschriebene so einfache Anordnung der nordatlantischen Tiefenbecken: jene flache Aufwölbung in der Mitte, sich von Island über die Azoren in die äquatoriale Region ziehend, zu beiden Seiten lange und tiefe Mulden. Dadurch wird die Welle in der Mitte des Ozeans aufgehalten, in der westindischen Tiefe mit ihren 6000 und mehr Metern aber schnell voreilen, ebenso in dem tiefen Kessel südlich Neufundland. So kann es kommen, daß die Welle gleichzeitig an allen äußeren Inseln Westindiens und an den Ostküsten der Union gespürt wird, an den vorragendsten Punkten, bei Kap Hatteras und erst recht bei Neufundland, sich verfrühend. An den europäischen Küsten bewirkt die nordwärts stetig abnehmende Wassertiefe eine ebenso stetige Verzögerung der Welle,

so daß sie schließlich in England erheblich (vier bis sechs Stunden) später eintrifft, als an der gegenüberliegenden Seite des Ozeans. Diese Hafenzeiten waren schon auf dem Kärtchen (S. 194) zu ersehen. Man erkennt so sehr klar die Einwirkung der Meerestiefen und gewinnt nun einen neuen Standpunkt für weitere Forschungen.

Wir sahen oben, wie die Meereswellen beim Auflaufen auf eine flach abfallende Küste an Höhe wachsen. Ganz so ist es auch bei der Gezeitenwelle. Im offenen Ozean, auf einzelnen in tiefem Wasser aufsteigenden Inseln, ist der „Flutwechsel", d. h. der Niveauabstand zwischen Hoch- und Niedrigwasser (was man schlechthin auch „Wellenhöhe" nennen könnte), nur der Bruchteil eines Meters. So auf den Sandwich-Inseln und Tahiti 30 bis 50 Centimeter; auf St. Helena schon fast ein Meter. An den Küsten aber steigert er sich um so mehr, je kräftiger die Welle bei Abnahme der Tiefe auch seitlich durch Verengerung des Kanals eingeschränkt wird. So sind viele trichterförmige Busen die Schauplätze wahrhaft kolossaler Gezeiten. Schon im Golf von Bristol erreicht der Flutwechsel allgemein meist 10 Meter, am Clevedon-Pier zur Springzeit 16 Meter. Gar oft beschrieben ist der überraschende Gegensatz, den der Anblick der flachen Bai von Saint-Michel bei Avranches*) gewährt, wenn das auf einer isolierten Felsenzacke hoch aufragende Schloß bei Hochwasser von einem 12 bis 15 Meter tiefen Wasser umwogt daliegt, während man bei Niedrigwasser fast trockenen Fußes vom Festlande hinübergelangt. Die höchsten Gezeiten aber, die bekannt geworden sind, gehören der amerikanischen Küste an. Da wo sich zwischen die Halbinsel Neu-Schottland und das Festland die Fundy-Bai einschiebt, wälzt sich eine Flutwelle nach Norden hin, welche in der innersten Stelle, der Chepody-Bai, bis 21,3 Meter Höhe

*) An der Spitze des Trichtergolfes, in welchem die Kanalinseln liegen.

erreicht. Auch in der Nähe der Magellanstraße, in ostpatagonischen Buchten, hat man einen Flutwechsel von 18 und 20 Meter notiert.

In unseren deutschen Häfen ist die Fluthöhe im Mittel in Emden 2,76 Meter, in Wilhelmshaven 3,46 m, in Bremerhaven 3,30 m, in Cuxhaven 2,80; im Hafen von Hamburg 1,88 m. Doch gehen die höchsten Springfluten fast auf das doppelte jener Werte, von den Sturmfluten, bei denen der nordwestliche Wind das Wasser aufstaut, ganz abgesehen.

In die Ostsee läuft die Flutwelle durch die Belte hinein und wird dadurch erheblich geschwächt. Neuere Beobachtungen haben gezeigt, daß sie im Hafen von Kiel einen Flutwechsel erzeugt von 70 Millimeter, bei Fehmarn (an der Marienleuchte) von 60 mm, bei Arkona auf Rügen von 20 mm, bei Swinemünde von 18 mm Höhe; nach älteren Beobachtungen weiter östlich bei Neufahrwasser 6,7 mm und Memel 4,5 mm — also verschwindend kleine Werte.

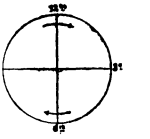
Im Mittelländischen Meere scheint sich eine selbständige Flutwelle auszubilden, doch kann sie bei der geringen Fläche des Beckens und der großen Tiefe des Küstenwassers nicht sehr fühlbar werden. Nur wo flache Küstenbänke von einiger Breite vorhanden sind, erlangen auch die Mittelmeer-Gezeiten ihre Bedeutung. So in den Syrten, wo bei der Insel Dscherba der Flutwechsel 2,1 m beträgt. Sonst wird nirgends der Wert von einem Meter erreicht, obschon die Niveauunterschiede zwischen Hoch- und Niedrigwasser keineswegs ganz dem aufmerksamen Auge sich verbergen, wie an den phönizischen Küsten, bei Venedig, und sonst.

Allgemein sind die inselumrahmten Mittelmeere durch schwache Tiden gekennzeichnet. So das Amerikanische, das bei Jamaika nur 30, bei Colon 50, Vera Cruz 60 Centimeter erlangt. Das Australasiatische erreicht nur selten über zwei Meter. Diese beiden Mittelmeere zeigen aber eine merkwürdige Verwandtschaft darin, daß stellenweise die Wirkungen der täg-

lichen Ungleichheit so mächtig werden, daß darüber die halbtägigen Tiden sich beinahe ganz in eintägige Tiden verwandeln: Das sind die altberühmten Eintagsfluten des mexikanischen Golfs und des Golfs von Tongking, die ihresgleichen an den europäischen oder westamerikanischen Küsten nicht finden: ein geographischer Unterschied, der sehr schwer aufzuklären sein dürfte. Es scheint, als wenn hier stehende Wellen im mexikanischen Golf, sowohl wie in der sogenannten Chinasee sich über die vom östlichen Ozean eindringende Tide überlagern, also Interferenzen bilden.

An den Küsten und überhaupt im flacheren Wasser sind die Tiden nicht nur durch die Änderungen der Wassertiefe dem Schiffer von Wert (viele Häfen lassen sich nur bei Hochwasser von großen Schiffen erreichen), sondern auch durch die Strömungen, welche sie zur Folge haben. Diese Gezeitenströme wollen wir noch mit einigen Worten betrachten.

Fig. 68.



Kreislauf d. Wasserteilchen in der Flutwelle.

Da die Theorie seit Airy die Tiden als eine Wellenbewegung auffaßt, so werden die einzelnen Teilchen des tidenden Wassers ganz dieselben Phasen in ihren Verschiebungen zeigen, die wir oben für die Wellen im allgemeinen dargelegt haben (Seite 163). Beistehende Figur zeigt die Anwendung auf eine Welle, die wie die Flutwelle eine Periode von 12 Stunden und 24 Minuten haben möge. Die Welle bewegt sich nach rechts. Da vertikale Verschiebungen als Strom nicht gefühlt werden, so kommen hier nur die horizontalen in Betracht. 6 Stunden und 12 Minuten bewegt sich das Teilchen über dem Mittelniveau nach rechts, das ist der „Flutstrom" oder kurzweg die „Flut" der Seeleute; ebensolange unter dem Mittelniveau nach links, das ist der „Ebbestrom" oder die Ebbe. Das Maximum des horizontalen Fortschreitens in der Zeiteinheit erfolgt nach der Figur im Momente des Hochwassers und in dem des Niedrigwassers. In der Zeit, wo das Mittel-Niveau passiert

wird, 3 Uhr 6 Minuten und 9 Uhr 18 Minuten, ist gar kein Strom, das sind die Momente des „Stillwassers", auf welche dann eine Umkehr, oder wie der Seemann sagt, das Kentern des Stromes folgt, indem der Flut- und Ebbestrom einander ablösen.

Befindet man sich aber am Strande, so wird man ganz abweichend von den Angaben der Figur stets wahrnehmen, daß das Kentern des Stroms nicht 3,1 Stunden nach dem Hochwasser oder Niedrigwasser erfolgt, sondern mit diesen Phasen zusammenfällt. Gerade wo das Wasser am höchsten aufgelaufen ist, hört der Strom auf („Stauwasser"), dann beginnt mit fallendem Wasser auch die Ebbe, sie entführt das Wasser seewärts, und hält damit an, bis Niedrigwasser erreicht ist, wo dann der Strom abermals kentert und sich als Flut auf das Land zu bewegt. Hier scheinen also Theorie und Thatsachen im Widerspruch. Aber doch nur scheinbar.

Die Theorie geht von der vereinfachenden Annahme eines nach allen Richtungen hin unbegrenzten und gleichmäßig tiefen Wassers aus. Am Strande aber haben wir eine feste Begrenzung und das Küstenwasser ist flach und nimmt langsam seewärts an Tiefe zu. Dadurch wird die regelmäßige Welle deformiert und zwar just so wie die dem Strande zueilenden Windwellen. Die Vorderseite der Welle wird mangelhaft ausgebildet und die Flutströmung des Wellenkammes kann um so weniger über den Moment des Hochwassers hinaus unterhalten werden als die Welle sich der Küste nähert. Da wo sie an diese anschlägt, erfolgt das Kentern des Stroms dann genau im Augenblick des Hochwassers bezw. Niedrigwassers.

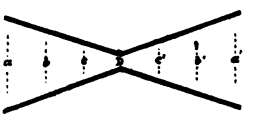
So fällt im Elbtrichter von Kuxhaven das Kentern des Stromes thatsächlich noch nicht mit den extremen Wasserständen zusammen, sondern erfolgt $1^1/_4$ Stunde nach Niedrigwasser, $1^1/_2$ Stunde nach Hochwasser, und in Wilhelmshaven $^3/_4$ Stunden nach Hoch- resp. Niedrigwasser.

Nun kann man (mit Börgen) auch eine ebenso merkwür-

dige wie altbekannte Thatsache erklären, nämlich die eigentümlichen Strömungen im britischen Kanal. Zieht man im Westen des letzteren eine Linie von Portland hinüber nach Kap La Hague und im Osten in der Nordsee eine zweite Grenzlinie von Cromer nach Texel, so erfolgt auf dieser ganzen so begrenzten Strecke das Kentern des Stroms allemal gleichzeitig, und zwar zur selben Zeit, wo Dover Hoch- resp. Niedrigwasser hat. Also, solange noch in Dover das Wasser steigt, läuft der Strom sowohl im Kanal wie in der Nordsee auf Dover zu, solange es in Dover fällt, von diesem Orte hinweg.

Das ist die Folge der Dreiecksform des Kanals und der bis in die Mitte des Doppeltrichters stetig abnehmenden Wassertiefe. Denkt man sich nämlich einen solchen Doppeltrichter, in den von Osten sowohl wie von Westen eine Flutwelle auf D (Dover) zuläuft und in den Orten bei a und a' das Kentern des Stroms normal gerade 3 Stunden nach Hoch- resp. Niedrigwasser, so ist es bei der gegebenen Konfiguration der Straße leicht möglich, daß b und b' gerade 2 Stunden, c und c' grade 1 Stunde nach den extremen Wasserständen Stromwechsel haben, während in der engsten und flachsten Stelle, der Mitte, der Strom just bei Hoch- resp. Niedrigwasser kentert. Dann wird in dem ganzen Trichter der Strom gleichzeitig kentern, trotzdem die Wasserhöhen selbst nicht dergleichen Phase angehören. In Wirklichkeit weichen die Vorgänge insofern von jenem Schema ab, als die Flutwelle der Nordsee nicht ganz bis Dover hinaufläuft, sondern sich mit der aus dem Kanal östlich davon vereinigt, die Verhältnisse erheblich komplizierend, so daß sie einer Darstellung an diesem Orte widerstreben.

Fig. 69.



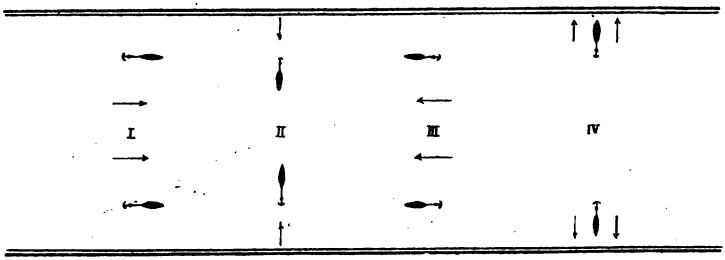
Schema eines Doppeltrichters (vgl. Text).

Während am Strande selbst der Strom immer senkrecht auf diesen zu oder von ihm hinwegläuft, kommen in einigem Abstande von der Küste nicht selten auch ganz andere Strom-

richtungen zur Geltung. Das sind die sogen. Rotationsströmungen, die ein dort befindliches Schiff in allen Phasen der Tide ununterbrochen und ziemlich gleichstark, aber in stetig sich ändernder Richtung beeinflussen. Börgen hat auch diesen für die Navigation sehr wichtigen Vorgang aufgeklärt.

Im tiefen Wasser fern der Küste läuft der Strom parallel dieser, immer 3 Stunden nach den extremen Wasserständen kenternd, am Strande aber, wie gesagt, senkrecht darauf zu, und mit Hoch- und Niedrigwasser zugleich sich umkehrend. Ein zwischen der Küste und der äußern Tiefe liegender Punkt wird nun folgende Strömungen haben. Bei Hochwasser ist

Fig. 70.



Schema der „rotatorischen" Strömungen in vier Phasen.

am Ufer gerade Stromwechsel, aber draußen im Tiefwasser noch die Strömung parallel der Küste gerade in ihrem Maximum, sie wird also ihre Herrschaft näher der Küste zu ausdehnen und das Schiff mit der Kiellinie parallel der Küste legen (vgl. die Fig. 70 unter I).

Fällt nun das Wasser bis zum Mittelniveau, so wird am Strande Strommaximum (Ebbe) und draußen im Tiefwasser Stromstille sein. Diesmal gerät das Schiff in den Wirkungsbereich des Ebbestromes (Fig. II).

Bei Niedrigwasser ist am Strand kein Strom, draußen aber herrscht der Ebbestrom gerade in seiner Maximalgeschwindigkeit, er drückt also das Schiff vor sich her (Fig. III). Bei nun

wieder steigendem Wasser ist im Momente des mittleren Wasserstandes Stromstille draußen, aber Strommaximum an der Küste und zwar Flutstrom auf diese zu; und so wird das Schiff die in der Figur ihm gegebene Lage IV annehmen. Man sieht leicht ein, wie in den Zwischenzeiten auch die Zwischenlagen sich einstellen, ebenso daß an der links vom Flutstrom liegenden Küste der Strom sich so drehen wird wie der Zeiger der Uhr, an der Seite rechts aber umgekehrt. Solche „rotatorische" Strömungen sind von Beechey im Kanal, von Kapt. Dinklage zwischen Borkum Riff und Helgoland, von Korvettenkapitän Holzhauer auf der Höhe von Sylt beobachtet worden und kommen sicherlich auch in anderen Meeren ähnlich vor.

Die Stärke der Gezeitenströme ist auf hoher See weitab vom Land ganz unmerklich; nach Börgen bei einer mittleren Tiefe des Ozeans von 3700 Meter nur 85 Meter in der Stunde. also in $6^1/_5$ Stunde nur 527 m oder noch nicht $^1/_3$ Seemeile betragend. Auf flachem Wasser dagegen sind diese Strömungen gar nicht zu verachten, da erreichen sie meist ein paar Seemeilen in der Stunde, und wo der Strom eingeengt wird, durch vorspringende Landzungen oder in schmalen Straßen zwischen Inseln, kommen Geschwindigkeiten von 6 bis 7, ja vereinzelt auch 8 Seemeilen in der Stunde vor. Solche erzeugen alsdann höchst gefährliche Wirbel, und sowohl der Maelstrom bei den Lofoten, wie die Scylla und Charybdis in der Meerenge von Messina sind durch solche Gezeitenströme hervorgerufen. So haben auch die Alten gerade in dem flachen Wasser der kleinen Syrten durch diese ihnen unverständlichen kräftigen Gezeitenströme jene Erfahrungen gesammelt, welche diesen Meeresgolf bis auf den heutigen Tag in Verruf gebracht haben.

Beobachtet man die Flutwelle, wie sie auf den Watten der Nordsee der Küste zueilt, so kann sie bisweilen als ein kleiner Wasserwall von $^1/_3$ Meter Höhe auftreten. Mächtiger bäumt sie sich in flachen Trichtergolfen auf, namentlich in Flußmün-

dungen, wo sie als eine brandende Wassermauer von mehreren Metern Höhe stromaufwärts laufen kann. Das ist die Bore, wie sie gewöhnlich nach ihrem indischen Lokalnamen im Hugli, dem Gangesarme, an welchem Kalkutta liegt, genannt wird. Als Mascaret ist sie der Mündung der Seine (vor ihrer Regulierung unter Napoleon III.) oft als eine gefährliche Erscheinung beschrieben worden, schwächer tritt sie in der Gironde und im Severn auf, beträchtlicher wieder im Flusse von Tsientang an der Küste Chinas, wo die Chinesen sie den „Donner" nennen und gegen die verheerenden Wirkungen ihrer 8 bis 10 Meter hoch aufgebäumten Brandungswelle, die bis Hang-tscheu hinaufläuft, die Ufer mit langen Dämmen verwahrt haben. Auch im Hugli erscheint sie zur Zeit des Südwestmonsuns, während der Ganges Hochwasser hat, in Springzeiten als eine 5 bis 8 Meter hohe Welle, der in kurzem, wenige Meter betragenden, Abstand 3 gleich hohe Roller zu folgen pflegen, mit einer Geschwindigkeit von 20 Seemeilen (37 Kilometer) in der Stunde das enge Strombett hinaufrasend und am flachen Ufer alles über den Haufen werfend, während Boote in der Mitte des Stromes nichts zu fürchten haben, wenn die Roller sie nicht von der Seite treffen. Am großartigsten ist die Bore wohl im Amazonenstrom und seinem Nachbarn, dem bei Pará mündenden Tocantins ausgebildet. Dort hat sie Martius geschildert, wie er sie in einem Nebenflusse des Tocantins, dem Capim, etwa 100 Kilometer oberhalb seiner Mündung (also weiter davon als Hamburg von Kuxhaven), beobachtete: eine 5 Meter hohe lebendige Mauer, die mit dem Getöse eines Wasserfalles über die bebenden Ufer prasselnd dahinfegte, sie in ihren Grundfesten erschütternd, und stets vom schäumenden Gipfel überschlagend, stromaufwärts brausend. Die Erscheinung heißt dort Pororoca und tritt weiter als 350 Kilometer von der Mündung im Amazonas selbst wie in seinen größeren Zuflüssen in derselben Großartigkeit auf, noch bis zur Mündung des Tapajoz wird sie gefürchtet. — Im Amazonas übrigens werden auch die Niveau-

schwankungen der Ebbe und Flut noch bis 530 Seemeilen oder 980 Kilometer auf dem Wasserwege binnenlands gespürt; so fand sie Bates oberhalb Aveyros am Cupari, einem Zuflusse des Tapajoz, in einem Abstand vom Meer wie Pest von Kuxhaven entfernt liegt.

Nunmehr mag noch auf ein ganz neuerdings erst in den Vordergrund getretenes Problem in aller Kürze hingewiesen werden, welches sich auf die Frage eines Mittidens der Erdrinde mit der Wasserdecke bezieht. Es existiert kein absolut starrer Körper, jeder giebt in seinen Einzelteilchen in gewissem Grade den auf ihn wirkenden Kräften nach, und so muß es auch die Erde der Attraktion des Mondes und der Sonne gegenüber. Daß nun der Erdkörper auch nicht sehr nachgiebig ist, sondern einen gewissen Grad von Starrheit besitzt, geht schon daraus hervor, daß wir überhaupt die Gezeiten im Meere wahrnehmen. Denn wenn die Erdrinde ganz genau die tidende Bewegung des in sie eingemuldeten Meeres mitmachte, so würden wir davon ebenso wenig etwas wahrnehmen, wie auf einem Schiff im offenen Ozean, unter welchem die Flutwelle unmerklich hinwegläuft. Wenn aber die Erdrinde nur teilweise elastisch dem Monde nachgiebt, so würden wir nicht die volle Hochwasserhöhe, so wie sie Mond und Sonne über einer absolut starren Erde erzeugen, messen, sondern die Differenz, die zurückbleibt, nachdem die Erdrinde sich mit der Flut mitgehoben hat. Nach den Untersuchungen des großen englischen Physikers William Thomson und G. H. Darwins (des Sohnes des großen Charles Darwin), namentlich sich beziehend auf die halbmonatlichen und parallaktischen Fluten, hat sich herausgestellt, daß der Erdkörper doch so wenig nur den anziehenden Kräften dieses Himmelskörper nachgiebt, als wenn er ganz aus Stahl bestände. Wäre die Erde aber absolut starr, so würden jene halbmonatlichen Deklinationstiden noch etwa um die Hälfte höher werden, als sie faktisch in die Erscheinung treten. Die halbtägigen Fluten können hier

wenig Belehrung bieten, da die träge Erdrinde nicht schnell genug den attraktiven Kräften folgt.

3. Die Meeresströmungen.

Seit jeher haben die Meeresströmungen, wegen ihrer in vieler Hinsicht rätselhaften Eigenschaften, ihrer großen Wichtigkeit für die praktische Seefahrt und den Handelsverkehr der Menschen, wie für die Erwärmung oder Abkühlung großer Küstengebiete, das lebhafteste Interesse in Anspruch genommen. In der That ist ein näheres Studium derselben auch durchaus geeignet das Phänomen im ganzen nur um so großartiger erscheinen zu lassen. Sind es doch Bewegungen, die kontinuierlich wenn auch langsam wirkend, dennoch eine sehr ergiebige und allgemeine Cirkulation in der Meeresdecke der Erde ins Werk setzen, hier das Polarwasser dem Äquator, dort das tropische Wasser den Polargebieten zuführend — ein System von Arterieen und Venen im wogenden Ozean!

Bald nur in ihren thermischen Effekten durch die größere oder geringere Wärme ihrer Gewässer sich als langsam schleichende, kaum meßbare Bewegung verratend, nehmen sie in anderen Fällen durch ihre große mechanische Kraft vollauf die Aufmerksamkeit des Schiffers in Anspruch, dann, wie der Floridastrom, stellenweise durch ihre scharfe Abgrenzung einem Flusse im Meer vergleichbar. Für die Theorie bieten die ozeanischen Strömungen vielfach noch schwer verständliche Probleme dar, zumal es schon nicht leicht ist, ein einwandfreies gutes Thatsachenmaterial zu beschaffen.

Die gewöhnlichste Methode die Meeresströmungen zu registrieren beruht auf der sogenannten Schiffsrechnung. Jeder Schiffsführer ist verpflichtet, alltäglich des Mittags die geographische Position seines Schiffes nach Breite und Länge in sein Tagebuch einzutragen. Bei hellem Wetter wird durch Beobachtung der Sonne diese Position auf astronomischem Wege meist sehr sicher gewonnen. Gleichzeitig aber ergiebt das

Übersicht der Meeres-Strömungen.

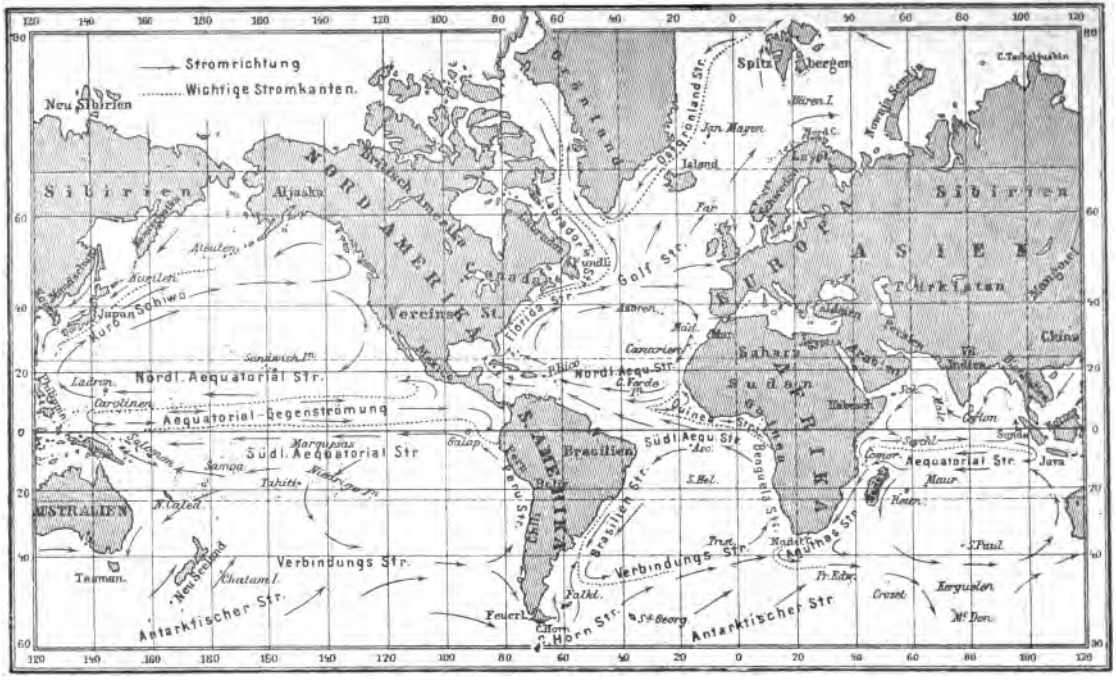


Fig. 71.

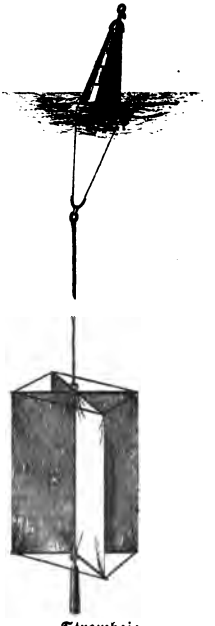
Schiffstagebuch aus den dort während der Fahrt eingetragenen Angaben über Kurs und Fahrtgeschwindigkeit durch eine einfache Rechnung den gesteuerten mittleren Kurs und die Distanz seit dem vorigen Mittage. Meist wird diese aus der „Loggerechnung", sich ergebende Position, die auch das „gegißte Besteck" heißt, sich nicht vollkommen decken mit dem „astronomischen Besteck". Die Richtung, nach welcher das Schiff von diesem letzteren Punkte abgetrieben ist, wird als Stromrichtung, die Distanz als Stromstärke für die Zeit von Mittag zu Mittag, welche der Seemann das „Etmal" nennt, im Loggebuch verzeichnet.

Man sieht nun leicht, daß dieser Unterschied zwischen dem „gegißten" und „observierten Besteck" außer dem Effekte des wirklichen Stromes noch anderen Störungen zuzuschreiben ist: Irrtümern beim Steuern, namentlich wenn der Seegang schwer ist und von der Seite kommt; unrichtiger Abmessung der Abtrift und der Fahrtgeschwindigkeit bei mangelhaft funktionierendem Logg. Ferner haften den astronomischen Ortsbestimmungen doch auch Fehler an; magnetische Störungen an den Kompassen auf eisernen oder armierten Schiffen werden nicht immer augenblicklich erkannt — alles Umstände, welche die eigentliche Wirkung des Stromes verdunkeln. Aber meist sind diese Fehler doch als zufällige zu betrachten, die ebenso wahrscheinlich nach der einen wie nach der andern Seite fallen und sich gegenseitig eliminieren können, wenn man eine sehr große Zahl von „Stromversetzungen" für eine nicht zu große Fläche zusammenfaßt und daraus einen Mittelwert für Richtung und Geschwindigkeit berechnet. Daraus ergiebt sich aber unmittelbar, daß vereinzelt beobachtete Stromversetzungen nur dann Beachtung verdienen, wenn die Bestecksführung eine über allen Zweifel sorgfältige ist, wie doch wohl immer bei wissenschaftlichen Expeditionen. Ferner aber wird sich zeigen, daß in den meisten Meeresstrichen die Richtung der Strömungen gewissen Variationen mit den Jahreszeiten unterliegt, die zum Teil in eine völlige Umkehr des Stromes übergehen können;

dann würde eine „mittlere jährliche Stromrichtung“ für solchen Raum etwas ganz Abstraktes, in Wirklichkeit niemals Vorhandenes, ergeben. Daher muß bei jenen statistischen Zusammenstellungen auch auf die Jahreszeit oder den einzelnen Monat geachtet werden.

Liegt ein Schiff auf flachem Wasser vor Anker, oder kann im tiefen Wasser die bis zum Meeresgrunde reichende, mit dem Tieflot beschwerte Leine einem ausgesetzten Boote übergeben werden, so hat man damit einen Fixpunkt, von dem aus die Strömung durch geeignete Treibkörper direkt sich nach Richtung und Geschwindigkeit beobachten läßt. Beistehende Abbildung zeigt den Apparat, welcher von der Kieler Kommission zur Untersuchung der deutschen Meere und danach von der Challenger-Expedition systematisch hierzu angewendet wurde. Eine aus Eisenblech gefertigte doppelkonische Boje trägt an einer Leine unter sich den mit einem Lot beschwerten Treibkörper, zwei zusammenklappbare Rahmen mit geöltem Segeltuch überspannt. Je nachdem man nur den Oberflächenstrom oder den in größerer Tiefe herrschenden messen will, macht man die Leine 4 bis 5 Meter oder sonst der Tiefe gemäß lang. An der Boje selbst wird (in der Wasserlinie) die Leine befestigt, an der man mit der Sekundenuhr die Geschwindigkeit unmittelbar mißt.

Fig. 72.



Stromboje.

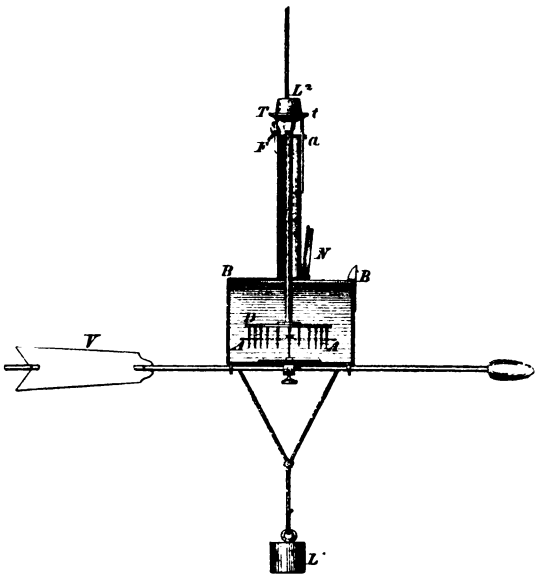
Dieses Instrument giebt nicht ganz korrekte Resultate, wenn mit langer Leine ein Strom in der Tiefe gemessen werden soll, der nach Richtung und Stärke vom Oberflächenstrom abweicht: die Fläche der oberen Boje, auf welche der Oberstrom wirkt, ist nicht gleich derjenigen auf dem Rahmen, welche der Unter-

ſtrom mit anderer Richtung und Stärke erfaßt. Die dann ohnehin notwendige Rechnung wird bedeutend vereinfacht, wenn die beiden Körper die gleiche Oberfläche beſitzen, und das iſt erreicht auf dem beiſtehend abgebildeten Strommeſſer von Sigsbee und Mitchell. Als Gewicht dient ein oben offenes Gefäß aus emailliertem Eiſenblech von 20 cm Durchmeſſer und 30 cm

Fig. 73.

Sigsbees Stromboje.

Fig. 74.



Aimé's ſubmariner Stromzeiger.

Höhe; als Schwimmer eine Flaſche von gleichen Dimenſionen in ihrem cylindriſchen Teil, nur daß darüber ein Kegel von 8 cm Höhe den Flaſchenhals bildet, der durch einen Kork verſchloſſen wird. Das untere Gefäß, an einem entſprechend langen Draht aufgehängt, wird ſolange mit Schrotkörnern beſchwert, bis der Schwimmer ganz mit ſeinem cylindriſchen Teil eingetaucht iſt. Mit dieſem Apparat hat Sigsbee ſeine

sorgfältigen Beobachtungen über die Ströme des Mexikanischen Golfs und im Floridastrom angestellt.

Um die Stromrichtung in beliebiger Tiefe zu messen, hat der französische Physiker Aimé eine Vorrichtung konstruiert, welche wir in der beistehenden Figur zur Darstellung bringen. Sie besteht im wesentlichen aus einer Art Windfahne (V), welche fest an einer cylindrischen Büchse (BB) befestigt ist, und die durch ein Lot (L) an der Leine versenkt, sich unter der Einwirkung des Stromes einstellt, wie eine Wetterfahne zum Wind. Die Büchse enthält an ihrem Boden eine Strichrose und eine Spitze, auf der eine Kompaßnadel (AA) balanciert. Wenn nun der Apparat in die Tiefe versenkt ist und sich zum Strome eingestellt hat, so giebt die Axe der Fahne im Verhältnis zur Nordrichtung der Magnetnadel die Richtung des Stromes an, die nun fixiert werden muß, bevor man den Apparat aufholt. Zu diesem Zwecke ist über der Kompaßnadel ein Reif mit 32 Zähnen angebracht (D), der durch eine Führung mit einem Stab verbunden ist, welcher nach oben hin aus der Büchse herausführt. Läßt man an der Lotleine ein Gewicht (L_2) herabgleiten, so drückt dieses den Zahnreif auf die Kompaßnadel herab, und arretiert diese in der Stellung, welche sie im Momente einnimmt. — Der Apparat ist nur selten in Anwendung gekommen, übrigens auch entschieden verbesserungsfähig. Vor allem würde schon die Anwendung von Draht die Torsion der Leine jedenfalls mindern. Selbstverständlich darf beim Loten mit diesem Apparat das Schiff selbst keine Fahrt haben, weshalb er früher nur bei völliger Windstille angewendet wurde.

Ebenso wichtig als diese, wie man sieht, nicht einwandfreien und zum Teil sehr unbequemen Methoden der Strombeobachtung sind folgende indirekte Wege.

Der Strom bewegt mit den Wasserteilchen auch die ihnen anhaftende Temperatur fort, so daß eben dadurch die meisten Meeresströmungen, namentlich die nordsüdlich gerichteten, sich leicht kennzeichnen. Ströme vom Äquator zum Pole werden

warmes Tropenwasser in höhere Breiten führen, Ströme vom Pol zum Äquator dagegen kaltes Wasser zu diesem: die Einwirkungen der verschiedenen Insolation fehlen zwar nicht, doch verdecken sie die alte Natur der Strömungen keineswegs. So kann man mit dem Wasserthermometer in der Hand einen in vielen Fällen sehr sicheren Schluß auf den vorhandenen Strom wagen, wie auch ein Blick auf die Isothermenkarten im Vergleich zu der Stromkarte die Beziehungen zwischen Strömung und Wasserwärme deutlich zeigt.

Ein weiteres Indicium geben Treibkörper, welche entweder durch Zufall in das Meer gelangt sind, wie abgerissene Tangzweige, Treibholz, Früchte (letztere namentlich in den Tropen) und andere Pflanzenteile, sowie vor allem die Eisberge, oder wie Flaschen, die von den Schiffen selbst über Bord geworfen sind. Jedes deutsche Kriegsschiff ist verpflichtet, allmittäglich eine Flasche, mit dem beistehend in getreuer Verkleinerung abgebildeten Zettel darin und etwas Sand als Ballast versehen, wohl verschlossen über Bord zu werfen, und viele dieser Flaschen werden an den Küsten aufgefunden und an die deutsche Seewarte eingesandt, welche sie als „Flaschenposten" publiziert. Die Richtung, welche die Flasche unter der Einwirkung des Oberflächenstroms genommen hat, kann nun freilich nur in den allerseltensten Fällen (wenn das Land sehr nahe ist) mit der geraden Linie vom Abgangs- zum Fundorte identisch sein. Demnach sind solche Flaschenposten nur cum grano salis als Indizien für die Stromrichtung zwischen den zwei gegebenen Punkten anzusehen, obwohl sie unter Umständen ganz interessante Resultate liefern können. Zur Ermittelung der Stromgeschwindigkeit sollten sie aber nur dann verwendet werden, wenn sie in See, außer dem Bereich jeder Gezeitenströmung, aufgefunden sind; am Strande und in dessen Nähe können sie nicht nur Tage, sondern Wochen hindurch hin- und hergetragen sein, ehe sie jemand findet, zumal an den außereuropäischen nur spärlich bewohnten Küsten.

Fig. 75.

Diese Flasche wurde über Bord geworfen

am ten 18

in ° Breite

und ° Länge von Greenwich.

vom Schiffe: Heimath: Kapitän:

auf der Reise von nach

Der Finder wird ersucht den darin befindlichen Zettel, nachdem die auf umstehender Seite gewünschten Angaben vervollständigt sind. an die

Deutsche Seewarte in Hamburg

zu senden oder auch an das nächste deutsche Konsulat zur Beförderung an jene Behörde abzugeben.

Name des Finders und Bemerkungen über den Zustand, in welchem die Flasche gefunden wurde (ob Sand darin war oder nicht):

Datum, wann gefunden? Am ten 18

Angabe der genauen Zeit? Um Uhr Min.

Angabe, wo gefunden? Breite °

Länge ° von Greenwich.

Unterschrift des Finders:

Vorderseite und Rückseite eines Flaschenpostzettels der Deutschen Seewarte.

Unsere gegenwärtigen Anschauungen über den Verlauf der Meeresströme mag das Kärtchen auf S. 207 darstellen, welches sich auf den Stromzustand etwa im Monat März bezieht.

Wir bemerken schon beim ersten Blick eine gewisse Ähnlichkeit der Stromfiguren im Atlantischen und Pazifischen Ozean insofern, als wir unter dem Äquator und nördlich von demselben je zwei Strömungen sich nach Westen bewegen sehen, die „nördliche" und die „südliche Äquatorialströmung", zwischen beiden einen östlichen Gegenstrom, der im Atlantischen Ozean den Namen der „Guineaströmung" trägt, im Pazifischen Ozean, obwohl dort ungleich großartiger ausgebildet, eines charakteristischen Namens entbehrt.

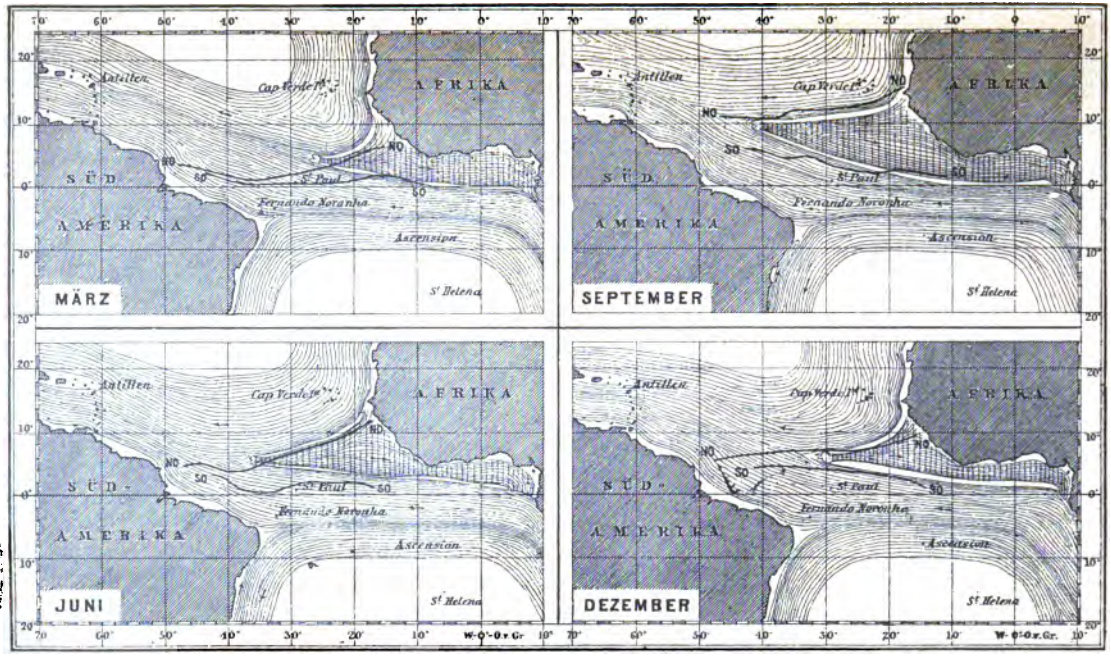
Die Äquatorialströmungen biegen beim Auftreffen auf die Ostküsten polwärts aus und bewegen sich dann, mehr und mehr aus ihrer meridionalen Richtung nach Osten gedrängt, schließlich in den Breiten von 40° und darüber quer über die Meeresbecken nach Osten zurück, dort dem Äquator sich wieder zuwendend und so zwei große Stromkreise schließend: den nordatlantischen und nordpazifischen mit einer Bewegung im Sinne des Uhrzeigers, den südatlantischen und südpazifischen entgegengesetzt dem Uhrzeiger. Letzterer Bewegungsrichtung folgt auch das System des Indischen Ozeans südlich vom Äquator.

Mustern wir die Strömungen nun ein wenig genauer, ohne indes in Details einzugehen, die nur den praktischen Seemann interessieren würden.

Die atlantischen Strömungen dürfen als die am besten bekannten gelten und können in ihrem Verlauf und Verhalten vielfach als Norm für die der anderen Ozeane betrachtet werden. So zeigen schon die beiden Äquatorialströmungen mit der Guineaströmung in ihrer Mitte sehr erhebliche Verschiebungen mit den Jahreszeiten. Beistehende Karte zeigt sie in vier charakteristischen Monaten. Im März ist die nördliche Äquatorialströmung dem Äquator am nächsten, die Guineaströmung am kleinsten entwickelt, nur zwischen 3° und 7° nördl. Br. (in

DIE STRÖMUNGEN IN DER ÄQUATORIAL REGION

in den Monaten März, Juni, September und Dezember.



Guinea-Strömung, Aequatorial-Strömungen, Passat-Grenzen

Fig. 76.

20° westl. L.) und nach Westen bis 25° westl. L. nachweisbar. Im September dagegen ist die Guineaströmung zwischen 3° und 15° nördl. Br. herrschend (also 1300 Kilometer breit) und reicht nach Westen bis fast 40° westl. L. Einige Karten geben ihr irrtümlich das ganze Jahr hindurch eine Ausdehnung bis an 55° westl. L., ohne indes durch die Thatsachen unterstützt zu werden. — Die südliche oder Hauptäquatorialströmung erscheint dem gegenüber in ihrer Lage sehr konstant, sie reicht westlich vom Meridian von Greenwich stets über den Äquator, (an der amerikanischen Seite am meisten) nordwärts hinaus. Die Guineaströmung besteht wie ihre hohen Temperaturen zeigen, aus Wasser, welches von den beiden Äquatorialströmungen im Westen sich abzweigt, dann nach Osten strömt und bei den Kapverdischen Inseln in die nördliche Äquatorialströmung, im Süden der Bai von Biafra in die Hauptäquatorialströmung zurückkehrt. Im Sommer schickt so die Guineaströmung ihr warmes Wasser an der senegambischen Küste hinauf bis 18° und 20° nördl. Br.; im äußersten Osten wird sie bisweilen noch mit ihrem tiefblauen Wasser an der Loangoküste bis in 5° südl. Br. wahrgenommen, allerdings nur ganz nahe der Küste, während die kalte, grüne Benguelaströmung dort als Hauptzufluß die südliche Äquatorialströmung speist.

Merkwürdig und schwer zu erklären ist die Zunahme der Stromstärke in der südlichen Äquatorialströmung von Süden her zum Äquator und darüber hinaus. Im Streifen von 0° bis 2° nördl. Br. nämlich ergiebt sich aus Kapitän Koldewey's Mittelzahlen eine Geschwindigkeit von 20,3 Seemeilen, in 8° bis 10° südl. Br. dagegen von nur 11,8 Seemeilen (in 24 Stunden). Dabei ist eine sehr ausgeprägte Zunahme der Geschwindigkeit erkennbar für die Monate Januar und Juli, entsprechend der Zunahme des Passats in diesen Jahreszeiten. Die Guineaströmung erreicht 20 Seem. und darüber nur auf der Strecke bei Kap Palmas und an der Goldküste, wo vereinzelt schon 80 Seem. im Etmal vorgekommen sind. — Der nördliche Äqua-

torialstrom überschreitet 18 Seem. selten, und wird im Mittel nur auf 13 bis 14 zu veranschlagen sein.

Das südamerikanische Festland spaltet die südliche Äquatorialströmung in zwei Äste, deren einer nach Süden ausweicht als Brasilienstrom, während der andere in den Nordatlantischen Ozean übertritt und an der Guyanaküste entlang den nach diesen benannten Strom liefert. Guyanastrom und die Hauptmasse des nördlichen Äquatorialstroms liefern zusammen dann jene kräftige Westströmung, welche im Karibischen Meer schon Kolumbus durch ihre Stärke auffiel und die durch die Yukatanstraße in den Golf von Mexiko eintritt. Dort bewirkt sie eine allgemeine Anstauung des Wassers, und, wie Sigsbee gezeigt hat, keinen im Golf kreisenden, sondern nur einen die Insel Kuba im Nordwesten umfließenden Strom, der dann als Floridastrom oder Golfstrom die Engpässe zwischen der Halbinsel Florida und den breiten Riffinseln der Bahamagruppe, nordwärts herausfließend, verläßt.

An dieser Stelle zeigt der Strom eine Geschwindigkeit, die sonst nirgends ihresgleichen findet: im jährlichen Mittel (für 24 Stunden) ist sie zu 72 Seemeilen nach Bartlett und Sigsbee, in vielen Fällen, besonders in der kältesten und wärmsten Zeit im Februar und Juli, wo der Passat am stärksten weht, über 100 bis zu 120 Seemeilen im Etmal gemessen worden. Das sind auf die Zeiteinheit der Sekunde übertragen 1,5 bezw. 2,5 Meter, also Geschwindigkeiten, die der Rhein in seinem Unterlaufe bei Hochwasser kaum erreicht. Doch kommen auch Fälle vor, wo der Floridastrom den Schiffen, die ihn für ihre Fahrt nach Norden benutzen, nur eine sehr geringe Förderung gewährt; daß er an dieser Stelle jemals gänzlich gefehlt habe, ist indes nicht genügend verbürgt. Weiter nordwärts ist diese Stromstärke ungefähr dieselbe bis auf die Höhe von Charleston (32° nördl. Br.). Von dort an geht der bis dahin nicht über 150 Seem. breite Strom mehr und mehr in die Breite, und nordöstlich vom Kap Hatteras verläßt er auch mit seiner linken

Flanke die Küstenbank, die er bis dahin sozusagen als westliches Ufer verfolgte. Nun wird auch die Geschwindigkeit stetig geringer, geht aber selbst südlich von Neufundland kaum unter 24 Seem. im Etmal herunter.

Für Schiffe, welche aus dem Mexikanischen Golf oder aus den Osthäfen der Union nach Europa bestimmt sind, ist ein so kräftiger Strom für ihren östlichen Kurs eine sehr erwünschte Beihilfe. So ist auch, angemessen der Großartigkeit dieser einzigen Meeresströmung, ihr erstes Auftreten in der Geschichte gleich an eine folgenschwere Fahrt in dieser Richtung geknüpft. Ehe Cortez nach der Landung beim heutigen Vera Cruz seine Flotte verbrannte, entsandte er das schnellste seiner Schiffe unter dem Piloten Alaminos mit der Nachricht von seiner Entdeckung in die Heimat, Alaminos aber nahm seinen Kurs auf einem damals noch unversuchten Wege nördlich von Kuba vorbei, nicht südlich dieser Insel, wo die neidischen Gouverneure der Antillen ihm auflauerten. Und so konnte der kühne Pilot schnell von der Strömung fortgetragen zu den Azoren und in die Heimat eilen, die Nachricht von der glänzenden Entdeckung des goldreichen Festlandes verkündend. Alaminos nämlich hatte schon sechs Jahre vor dieser Fahrt, in Begleitung von Ponce de Leon 1513 den überraschend starken Strom zwischen den Bahama-Inseln und Florida kennen gelernt.

Bekannter ist die Rolle, welche dieser Strom während des amerikanischen Befreiungskrieges spielte, und die sich an den Namen Franklins knüpft. Diesem war bekannt geworden, daß der starke Strom die in ihm nach Westen kreuzenden königlichen Postschiffe durchschnittlich 2 Wochen später in New-York ankommen ließ, als die amerikanischen Handelsschiffe, welche den Strom im Norden umgingen. Mit des erfahrenen Kapitäns Folger Hilfe konstruierte er jene berühmte erste Karte des Golfstroms, welche er seit dem Ausbruch des Krieges nur amerikanischen Schiffern mitteilte und erst nach dem Friedensschluß veröffentlichte. Wir geben (Fig. 76) eine verkleinerte Kopie der-

selben, auf der die (übrigens ganz zutreffenden) Stromstärken in „Minuten" d. h. Bogenminuten am Äquator oder Seemeilen in der Stunde angegeben sind.*) Damals erst ist auch der jetzt bei den praktischen Seeleuten ausnahmslos gebräuchliche Name des „Golfstroms",**) wie ihn Franklin nannte, aufgekommen, während vorher nur von der „Floridaströmung" die Rede war: ein Name, der neuerdings wieder in der wissenschaftlichen Lit=

Fig. 77.

Benjamin Franklins Karte vom Golfstrom.

teratur aufzutreten beginnt, weil die andere Benennung die Ursache vieler Mißverständnisse geworden ist.

Die neueren Untersuchungen der Amerikaner und auch der Challenger=Expedition haben die Kenntnisse vom Floridastrom sehr wesentlich gefördert. Es ergab sich dabei zunächst, daß sein Westrand oder wie der Seemann sagt, seine „Westkante"

*) In der südöstlichen Ecke hat sich Franklin selbst abbilden lassen, wie er mit Neptun sich über die Natur des Golfstroms unterhält.

**) Man hört auch wohl bloß „der Golf".

schärfer ausgeprägt ist, als die östliche: eine Folge der starken westlichen und nordwestlichen Winde, die in diesem Gebiete herrschen. So kann bisweilen die Westkante so scharf sich abheben vom ruhigeren, kälteren, grün gefärbten Küstenstrom, daß sie vom Deck des Schiffes von weitem deutlich zu erkennen ist und beim Übertritt aus dem einen Strom in den anderen die große Stromgewalt das Schiff aus dem Kurs wirft. Die Grenze ist jedenfalls stets durch das Thermometer festzustellen: der Küstenstrom, der „kalte Wall" der amerikanischen Schiffer, ist meist 10°, bisweilen 15° kälter als der tropisch warme Floridastrom. Wehen im Winter Westwinde vom frostigen Festlande hinüber, so dampft die Oberfläche des warmen Stroms, östliche Winde (oder südlich von Neufundland, südliche Winde) dagegen bewirken dichte Nebel über dem kalten Wasser.

Je weiter der warme, blaue Strom nordostwärts vorrückt, destomehr breitet er sich aus. Diese Tendenz sich seitlich auszudehnen kommt schon in der Lagerung seiner Treibprodukte zur Erscheinung: die Tangbüschel, das Treibholz, die Früchte, welche er von den Küsten Westindiens fortträgt hinaus in den Atlantischen Ozean, sie gleiten, wie von der in der Mitte aufgewölbten Fläche eines hoch angeschwollenen Flusses mehr und mehr den Rändern zu, dort sich ansammelnd und die Stromkante bezeichnend. Nördlich vom Kap Hatteras aber zeigt der Strom alle Merkmale beginnenden Verfalles. Er zerfasert, löst sich in Äste auf, zwischen denen die um 3° oder 4° kühlere Unterlage zu Tage tritt, und bildet so jene Streifen abwechselnd wärmeren und kälteren Wassers, die den Seeleuten wohl bekannt sind. Man kann annehmen, daß der aus den Engen von Florida herausschießende Strom sich ungefähr im Südosten der Neufundlandbank, bis 40° westl. L. totgelaufen hat. Wenn das warme Wasser sich dennoch weiter nach Osten und Nordosten bewegt, so geschieht das durch die an Ort und Stelle wie überall wirksamen Winde, die hier gerade aus westlicher Richtung vorherrschen.

Die Hauptmasse dieses warmen Wassers, welches sich dann auf Europa zu bewegt, entstammt aber gar nicht dem Amerikanischen Mittelmeer, sondern gehört dem Teile des nördlichen Äquatorialstromes an, welcher außerhalb der Inselreihe der Antillen vom Passat nach Westen getrieben wird und bei den Bahama-Inseln gleichzeitig mit dem Floridastrom, aber von diesem verdunkelt, nach Norden umwendet. Dieses warme tropische Wasser ist es, das nördlich einer Linie von den Bermudas zur Azoreninsel Flores sich nach Osten bewegt und dann mit den Trümmern des an Masse ja sehr viel kleineren Floridastroms vereinigt, den ganzen Nordatlantischen Ozean bis nach Island und ins Nordmeer hinauf beherrscht. Dieser Komplex warmen Wassers heißt jetzt allgemein der „Golfstrom", welches Wort damit einen weiteren Sinn erhalten hat.

Nördlich von den Azoren breitet sich dieses Wasser fächerförmig aus, wobei naturgemäß seine Stromgeschwindigkeit erheblich reduziert wird. Ein Ast wendet sich nach der Davisstraße und bringt entlang der Westküste Grönlands nach Norden vor: hat doch einmal der Gouverneur von Holsteenborg sich aus einem an der Disko-Insel (70° nördl. Br.) angetriebenen Mahagoniblock einen Speisetisch arbeiten lassen, und allerhand westindische Früchte werden an der ganzen Küste dort nicht selten gefunden. Auch die klimatische Begünstigung Westgrönlands ist auf die Zufuhr des wärmeren Golfstromwassers zurückzuführen.

Ein zweiter ungleich mächtigerer Arm durchströmt den Ozean in nordöstlicher Richtung, um dann über den Thomson-Rücken hinüber in das Nordmeer einzutreten und daselbst den Küsten Norwegens jene abnorm milden Winter zu gewähren, welche selbst in den Fjorden am Nordkap kein Eis aufkommen lassen und bei der Inselstation Fruholm in 71,1° nördl. Br. das Wasser auch im Januar auf einer Temperatur von + 3,2° halten, während die bottnischen Häfen regelmäßig zufrieren. Doch auch das gesamte westliche Europa zieht im Winter Vorteil von den durch die Westwinde ausgebreiteten lauen Lüften des Golfstromes,

den man in dieser Funktion einer Warmwasserheizung vergleichen darf. Alle südlichen Häfen Islands, die Faröer- und Shetland-Inseln nehmen Anteil an diesem milden Golfstromwinter. Wenn der mechanische Druck dieses Stromes hier auch dem Schiffsführer nur wenig fühlbar wird, so ist er doch ausreichend, von den europäischen Küsten die Eisberge fernzuhalten, welche schon bei Jan Mayen ständige Gäste sind; ebenso das warme Wasser bis nach Spitzbergen und Nowaja Semlja hinzutreiben, wo es im Winter noch trotz der Polarnacht und eisigen Luft bis $76^1/_2{}^0$ nördl. Br. nachgewiesen wurde, wie durch die Novemberfahrt des Dampfers „Albert" (1872) zur Aufsuchung schiffbrüchiger Fischer im spitzbergischen Eisfjord.

Schübeler hat ein Verzeichnis von tropischen, meist westindischen Pflanzen aufgestellt, von denen Früchte oder andere Teile an den Küsten Norwegens angetrieben sind. Unter den von ihm aufgezählten 9 Arten ist die Bohne von Entada gigalobium nicht nur am häufigsten, sondern auch an den äußersten Punkten im hohen Norden gefunden, so von Otto Torell am nordwestlichen Vorgebirge des Nordostlands in der Spitzbergengruppe, in mehr als 80^0 nördl. Br., also nur $9^3/_4$ Grade oder 1100 km vom Pole entfernt.

Ein dritter Hauptarm des Golfstroms nimmt seinen Lauf in recht östlicher Richtung auf die Küsten von Frankreich und Portugal zu. Man war früher geneigt vor der Mündung des Kanals einen nach Nordwesten setzenden Strom (nach Rennell benannt) anzunehmen, es hat sich aber mehr und mehr ergeben, daß nur die starken Gezeitenströme über den flachen Gründen vor dem Kanal die Ursache abnormer Stromversetzungen gewesen sind. An der portugiesischen Küste wendet der Strom sich südwärts und geht, die Kanarischen und Kapverdischen Inseln umflutend, schließlich wieder in den nördlichen Äquatorialstrom zurück, von dem er ausgegangen.

In dem so umschlossenen stromstillen Raume südwestlich von den Azoren sammeln sich eine Menge abgerissener Tang-

zweige an (meist Beerentang, Sargassum bacciferum), die das sogen. Sargasso- oder Krautmeer kennzeichnen, und einer Unzahl von niederen und höheren Meerestieren Nahrung und Versteck gewähren. Fälschlich hat man sich bisweilen, nach Humboldts übertreibenden Schilderungen, darunter unübersehbare Krautwiesen im offenen Ozean gedacht, während sich mehr und mehr herausstellt, daß die Tangbüschel bisweilen bei der Durchfahrt durch dieses Gebiet gar nicht, meist aber nur spärlich gesehen werden. Immerhin ist die Erscheinung auffallend genug, um den Schrecken der abergläubischen Schiffsmannschaft des Kolumbus beim ersten Anblick derselben zu erklären.

Noch zu betonen ist eine sehr wichtige thermische Folgewirkung des eben beschriebenen Stromzirkels, der einen großen Teil der nordatlantischen Gewässer immer nur zwischen 10° und 40° nördl. Br. kreisen läßt, ohne ihn zur Abkühlung in die eigentlichen Polarräume gelangen zu lassen. So sammelt sich in dem Raume südlich und östlich von den Bermudas- bis zu den Azoren-Inseln nicht nur der treibende Tang, sondern auch sehr warmes Wasser an, welches, wie wir oben bereits erwähnt haben (S. 129), hohe Temperaturen bis in abnorme Tiefen hinab zeigt. So wird im Süden von Bermudas eine Wärme von 15° noch in 510 m, von 10° noch in 755 m Tiefe gefunden, während bei den Kapverdischen Inseln die entsprechenden Tiefen 275 und 630 m betragen. So kommt es, daß wir im Sargassomeer, besonders in seinem westlichen Teile das am intensivsten durchwärmte Meeresgebiet der ganzen Erde anerkennen müssen.

Im hohen Norden sind noch die beiden kalten Ströme zu erwähnen, von denen der eine nördlich von Spitzbergen durch sibirische Treibhölzer seine Herkunft von Osten beweist. Dieser setzt dann, eisbeladen, Sommers so gut wie Winters (wie die Schollenfahrt der Mannschaft vom deutschen Polarschiff Hansa 1869 zu 1870 beweist), an der Ostküste Grönlands seinen Weg südwärts fort, umströmt das Kap Farvel und biegt ein wenig,

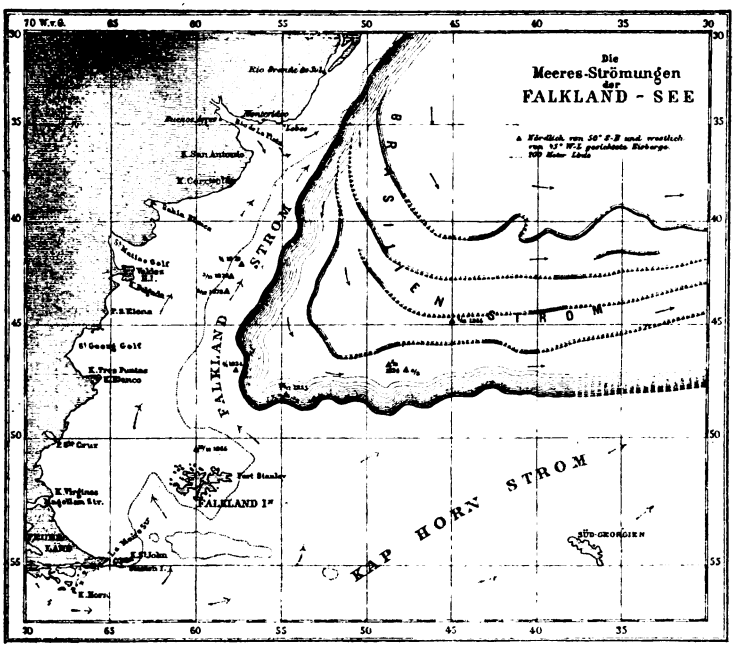
unter dem Druck des gegenströmenden Golfstromastes nach Norden aus. Es scheint, als wenn er dort in die Tiefe sinkt. Der zweite Strom kommt aus den Fjordstraßen des Parry-Archipels und Smithsundes heraus und wendet sich nach Süden, indem er die westliche Seite der Baffin- und Davissee einhält. Am Polarkreis vereinigt er seine Eismassen mit denen, welche der Ostgrönlandstrom dem warmen Strom überliefert hat und entführt diese an den Küsten von Labrador entlang südwärts, bis er östlich von den Neufundlandbänken die bereits oben beschriebenen Erscheinungen hervorruft. Nunmehr unter dem Namen des Labradorstromes wendet er sich nach Westen, den Raum zwischen dem Floridastrom und der Küste beherrschend, wo er allmählich in die Tiefe zu versinken scheint.

Im Südatlantischen Ozean ist das Stromsystem noch einfacher. Der Brasilienstrom folgt der Ostküste Brasiliens südwärts bis über die Laplatamündung hinaus, sich immer im tiefen Wasser außerhalb der Küstenbank haltend, und bleibt wie die an Beobachtungen reichen Schiffsjournale der deutschen Seewarte ergeben haben, noch bis etwa 48° südl. Br. fühlbar und erkennbar als warmer Strom; dann wird er durch den kalten ihm entgegenkommenden Falkland- und Kap Horn-Strom nach Osten abgedrängt und überschreitet, von diesem zur Rechten begleitet, als „Verbindungsstrom" das südatlantische Becken. Dabei mischen sich seine Gewässer mehr und mehr mit den kalten zum Teil vom Schmelzwasser zahlreicher antarktischer Eisberge herrührenden Gewässern seines südlichen Nachbarn.

Die Stromvorgänge entlang der patagonischen Küste sind vielfach auf den Karten mißverständlich wiedergegeben. Auch hier haben die Forschungen der „Gazelle"-Expedition unter Freiherr von Schleinitz und die zahlreichen Beobachtungen deutscher Handelsfahrzeuge klar ergeben, daß sowohl über der Bank, wie außerhalb derselben ein kalter vom Kap Horn und den Falkland-Inseln kommender und nach den letzteren benannter Strom den Raum westlich vom Brasilienstrom beherrscht. Bei-

stehende Karte giebt die Grenzen der beiden Ströme und soll namentlich dazu dienen, die Punkte bis zu denen Eisberge vom Falklandstrom nordwärts entführt worden sind, zu veranschaulichen: besonders die drei Angaben aus dem Sommer 1878 zu 1879, mittenwegs zwischen Montevideo und den Falkland-Inseln

Fig. 78.



(offenbar auf eine und dieselbe Eisinsel sich beziehend), sind ganz unverständlich ohne Annahme eines Stromes, wie des genannten. Über der breiten Küstenbank erwärmt sich das Wasser an der Oberfläche besonders im Südsommer sehr stark und hat so die Täuschung veranlaßt, als ob der Brasilienstrom aus dem tiefen Wasser gehend die Küstenbank betrete, um sich auf dieser

nach Süden zu wenden. Dagegen erhob zuerst Admiral von Schleinitz Widerspruch, indem er die niedrigen Temperaturen am Boden der Bank nachwies, worauf dann auch die Challenger-Expedition den großen Unterschied in der Wärmeschichtung des Falkland- und Brasilienstromes in 42° südl. Br. feststellte.

Der Verbindungsstrom trifft im Südwesten des Kaplandes, oft schon in 8° bis 10° östl. L. (in 40° südl. Br.) mit dem Agulhasstrom zusammen, der dem Indischen Ozean angehört. Bei diesem Konflikt, der sich durch einen wirren Seegang und große Unterschiede in den Wassertemperaturen auf engstem Raume verrät, wird der größte Teil des Agulhasstromes nach Osten zurückgeworfen; auch hier von der antarktischen Strömung südlich begleitet. Ein Teil der letzteren tritt mit dem Verbindungsstrom zusammen den Weg nordwärts entlang den Küsten von Lüderitzland und Benguela an, nach dem letzteren Lande benannt, und speist so die südliche Äquatorialströmung. Naturgemäß erhält damit die Westküste Südafrikas einen kalten Strom und kältere Lufttemperaturen.

So ist der südatlantische Stromkreis geschlossen. Ein Sargassomeer findet sich in ihm nicht, Tangzweige, dem riesigen oft 300 Meter langen „Birnentang" (Macrocystis pyrifera), angehörig, sind vielmehr ein Wahrzeichen der kalten antarktischen Strömungen, so auch des Falklandstromes. Im übrigen aber ist die Ähnlichkeit mit den nordatlantischen Strömungen (diese bis 45° nördl. Br. hinauf gerechnet) eine überraschende. Brasilienstrom und Golfstrom, Falkland- und Labradorstrom sind zwei vollkommene Gegenstücke. So fehlen denn auch die Folgeerscheinungen, die wir an der Berührungsstelle des Golf- und Labradorstromes im Süden Neufundlands kennen lernten, dem Meeresstrich südlich vom Laplata nicht: die schroffen Kontraste der Wassertemperaturen auf ganz kurzen Abständen, die Streifungen im Brasilienstrom, die auch die Karte zeigt; ferner die Nebel bei östlichen und südlichen Winden und der Fischreichtum des kalten Wassers, damit in Zusammenhang dann die

zahlreichen Scharen von Seevögeln und Robben. Endlich wird auch der Gegensatz der Wasserfärbung betont — östlich das indigoblaue Tropenwasser, westlich im Falklandstrom das flaschengrüne antarktische. Sowohl der Golfstrom wie der Brasilienstrom sind polwärts von 30° Br. die Brutstätten wütender Stürme. Kurz, es fehlt nur die große Stromstärke des Floridastromes, um alle Verhältnisse des nordatlantischen Ebenbildes hierher zu übertragen.

Kürzer betrachten können wir die Stromvorgänge der andern beiden Ozeane.

Der Indische Ozean zeigt südlich von 7° südl. Br. seinen Äquatorialstrom. Dieser wird durch Madagaskar geteilt: der eine Ast biegt um die Nordspitze herum und trifft dann seinen westlichen Weg fortsetzend bei Kap Delgado auf das Festland, dort von neuem sich spaltend, indem er zum Teil nach Norden, zum Teil nach Süden in die Mosambiquestraße ausweicht. Letzterer Zweig setzt dann immer entlang der südafrikanischen Küstenbank nach Südwesten als Agulhasstrom, und seinen Kampf mit dem kalten antarktischen Strom und seinen Rückzug nach Osten haben wir schon erwähnt. Bei diesem östlichen Wege vereinigt er sich dann mit dem bei Madagaskar südlich ausgewichenen Aste, dem Maskarenenstrom. Ihr weiteres Schicksal ist nicht ganz klar; es scheint, als wenn das relativ warme Wasser westlich von Kerguelen den antarktischen Polarräumen zustrebt, was die Einbiegung der Treibeisgrenze an dieser Stelle erklären würde (s. oben S. 159). Jedenfalls fließt die Hauptmasse, von den Westwinden getrieben, weiter nach Osten und trifft dann bei Kap Leeuwin auf die Südwestspitze Australiens, worauf ein Teil nach Norden umbiegt, um den Indischen Stromkreis zu schließen, der andere dagegen anscheinend nach Osten weiterströmt, ohne daß seine fernere Bahn sicher anzugeben wäre.

Gerade unter dem Äquator läuft eine Gegenströmung, bestehend aus dem von der Sansibarküste zurückgeworfenen Wasser,

nach Osten. Im Sommer unserer Hemisphäre, zur Zeit des Südwestmonsuns, bewegt sich das ganze Wasser des Arabischen und Bengalischen Golfs nach Osten, südlich von Ceylon einen sehr starken Oststrom bildend; dagegen im Winter treibt der Nordostmonsun das Wasser umgekehrt nach Westen, da ist dann bei Ceylon wieder starker westlicher Stromgang zu finden. — Auch hier kreisen also bedeutende Wassermassen jahraus jahrein in denselben Breiten, ohne sich mit polarem Wasser zu mischen. So ist die Wärmeschichtung im Arabischen und Bengalischen Golf der nordatlantischen eine sehr ähnliche.

Ebenso läuft auch in der Chinasee der Strom immer vor dem Winde her, nur im flachen Wasser häufig verdeckt von den Gezeitenströmen.

Im Pazifischen Ozean sind die Strömungen noch wenig studiert, zumal im südhemisphärischen Teil. Der südliche Äquatorialstrom herrscht, wie der atlantische, gerade unter dem Äquator in voller Stärke, doch scheint auch innerhalb des inselreichen westlichen Gebiets ein allgemeines Drängen des Wassers nach Westen hin vorhanden zu sein. Das ergiebt sich aus dem nordwestlichen Strom, der entlang Neukaledonien und Neuguinea gespürt wird, und aus dem starken Südstrom, der an der Küste Ostaustraliens südlich der Breite von Sidney bisweilen recht kräftig auftritt. Neuseeland scheint nach den älteren Berichten von Cook (1772—75), Freycinet (1820) und Bougainville (1825), sowie den neuesten von Korv.-Kapt. Hoffmann ganz im Bereiche eines nach Norden setzenden Stroms zu liegen. Hingegen zweigt sich bei den Niedrigen Inseln ein Südstrom vom Äquatorialstrom ab, um sich dann südwärts 40° südl. Br. mit dem dort herrschenden und von Westwinden unterhaltenen Oststrom zu vereinigen. Dieser „Südpazifische Verbindungsstrom" trifft bei 40° Br. auf die chilenische Küste und entsendet einmal nach Süden um Kap Horn herum einen Ast, den wir als Hauptzufluß des Falklandstromes anzusehen haben; die Hauptmasse aber dürfte der zweite Ast entlang der Westküste

Südamerikas nach Norden führen, wo er naturgemäß als ein kalter Meeresstrom gefühlt wird, wie Humboldt im Jahre 1801 zuerst feststellte. Erst bei 5° südl. Br., beim Kap Blanco im Süden des Golfs von Guayaquil verläßt der Perustrom die Küste, bei den Galápagos-Inseln in den Äquatorialstrom zurückführend.

Nördlich vom Äquator, im Westen abnormerweise auch wohl ein wenig in südliche Breiten übergreifend, herrscht quer über die ganze Ausdehnung des Pazifischen Beckens, von den Molukken bis in den Golf von Panama über 150 Längengrade (9000 Seemeilen oder 16 500 km) ein, wie es scheint, kontinuierlicher, im ganzen Jahr fühlbarer Oststrom, die sogenannte „Äquatorial-Gegenströmung“: ohne Zweifel eines der großartigsten Phänomene im ganzen System ozeanischer Wasserbewegung. Durch seine hohen Temperaturen und sein Ausbiegen im Golf von Panama nach Süden, an der zentralamerikanischen Küste nach Norden, wird er dem Guineastrom ähnlich.

Die nördliche Äquatorialströmung ist anscheinend regelmäßiger ausgebildet als die südliche, doch ebenso, wie im Atlantischen Ozean, an Stärke der andern nicht ganz gleich. Auf die Philippinen stoßend biegt sie nach Norden um und bildet alsdann den oft beschriebenen Kuro-Schiwo, den „Schwarzen Strom“ der Japaner, so benannt wegen seiner tief indigoblauen Farbe, und gewöhnlich als nordpazifisches Gegenstück des Floridastromes betrachtet. Aber in jeder Hinsicht ist er nur ein schwächlicher Abglanz des andern, sowohl nach Stromstärke (einigermaßen kräftige Ostwinde machen ihn leicht ganz unfühlbar) wie nach seinem Wärmevorrat, den er über den Ozean nach Osten führt. Liegt doch im Golfstrom die submarine Isotherme von 10° durchweg in 800 m, dagegen im Kuro-Schiwo nur in 370 m Tiefe! Dennoch beweisen die mannigfachsten Indizien seine Kontinuität von Japan hinüber nach Kalifornien. Sind doch nicht allzu selten vom Taifun entmastete und verschlagene Fischerdschonken, mit Japanern an Bord, in der Nähe von San

Franzisko angetroffen worden! Der Kuro-Schiwo teilt sich an der Westküste Nordamerikas, indem ein Ast in den breiten Golf östlich von Aljaska hineinlenkt, um dort nach Westen umzubiegen, während der Hauptstamm der nördlichen Äquatorialströmung Zufuhr gewährt.

Das Beringmeer erhält keinen Anteil von dem warmen Wasser des Kuro-Schiwo, wie denn in der Beringstraße selbst nur Gezeitenströme bekannt sind; als ständige Strömung scheint nur ein schwacher Abfluß nach Südwesten hin vorhanden, der sich mit dem gleich kalten Wasser aus dem Ochotskischen Meer vereinigt und an der Ostküste Japans nach Südwesten setzt, dort durch alle Eigenschaften, namentlich auch seinen Fischreichtum an den Labrador- oder Falklandstrom erinnernd. Im Japanischen Randmeer findet sich ein kalter südlicher Strom an der festländischen, ein warmer nach Norden strebender an der Inselseite. Der kalte Strom scheint an der Ostküste Chinas sich zu erhalten bis in die Formosastraße hinein.

Im Gebiete hoher südlicher Breiten legt sich um die ganze Erde herum ein von den starken Westwinden unterhaltener Oststrom, der meistens (nicht nur an seinem nördlichen Saume), sogar nordöstliche Richtungen aufweist, während seine südliche Grenze, wenn man von einer solchen sprechen darf, durch die südlich 60° südl. Br. auftretenden starken Ostwinde mit Weststrom gegeben scheint. Es ist schwer zu sagen, woher dieser stetige Abfluß aus den höheren Breiten in niedere gespeist wird, zumal die Eisberge zeigen, daß auch in der Tiefe der Strom nordöstlich setzt. Interessant sind einige Flaschenposten aus diesem (in 54° südl. Br.) rund 6300 Seemeilen (11 500 Kilometer) messenden Stromringe, die seinen Zusammenhang vom Kap Horn bis Südaustralien hin beweisen, so z. B. der Weg einer Flasche, die Dr. Neumayers Diener am 14. Juli 1864 eben südlich von Kap Horn von Bord des Schiffes „Norfolk" geworfen hatte und die am 9. Juni 1867, also drei Jahre später an der Küste Australiens bei Yambuck (in 38,3°

südl. Br., 142,1° östl. L.) aufgefunden wurde; und mehrere andere Triften der Art. —

Ist nun schon an den thatsächlichen Angaben, welche über die Meeresströmungen vorliegen, vieles unklar und unsicher, so gilt das noch mehr von den Theorieen, obschon gerade in den letzten zehn Jahren die letzteren erheblich gefördert, zum Teil überhaupt erst begründet worden sind.

Ein flüchtiger Überblick mag die älteren Anschauungen von den Ursachen der Strömungen vorführen. Kepler, Varenius und vorübergehend auch Kant, der einer der namhaftesten Geographen seiner Zeit war, dachten sich die Wassermassen hinter der Drehung der Erde durch ein gewisses Beharrungsvermögen zurückbleiben, und erklärten so die äquatorialen Westströmungen. Die zwischen diese eingeschalteten östlichen Gegenströme kannten sie noch nicht. Kant selbst hat auch später das Verkehrte dieses Prinzips eingesehen, da doch die Rotation der Erde nicht von gestern und heute im Werke sei, sondern seit unendlicher Zeit her, und der irdischen Wasserdecke durch die Reibung längst die gleiche Rotationsgeschwindigkeit mitgeteilt haben müsse, wie die Erde selbst sie besitzt.

Bis in die neueste Zeit hinein glaubte man in der Verschiedenheit der Temperaturen die Hauptursache der Strömungen, insbesondere der nordsüdlichen zu erblicken. Schon bei Lionardo da Vinci finden sich Andeutungen in diesem Sinne; später waren es Humboldt, Arago, Lenz u. a., namentlich deutsche Gelehrte, welche auf diese thermischen Unterschiede besonderes Gewicht legten. Die analogen Vorgänge in der Atmosphäre gaben wohl die wesentliche Veranlassung hierzu. Dort wird ja in der That jedenfalls das System der Passate ausschließlich durch die Temperaturdifferenzen zu erklären sein. Aber das Wasser ist eben ein anderes Medium und anderen Bedingungen der Erwärmung ausgesetzt. Die Luft wird von unten erwärmt, das Wasser von oben. Die Luft kann also stellenweise in labilem Gleichgewichtszustande sich befinden; beim

Meere liegen die schweren Schichten stets unten. Die Luft dehnt sich bei gleicher Temperaturerhöhung $8^1/_2$mal stärker aus als das Wasser; und während die Differenzen in den Temperaturen der Luft im Winter zwischen Zentralasien und dem indischen Tropengebiet über 50° betragen, sind die Unterschiede in den Wassertemperaturen zwischen Polarkreis und Äquator an der Oberfläche auf kaum 20° bis 22° anzusetzen, je weiter in die Tiefe man geht, stetig abnehmend und am Boden ganz verschwindend. Die mittlere Temperatur der tropischen Wassersäule, auf welche es hier doch ankommt, kann schwerlich um mehr als 3° wärmer sein als die der polaren Wassersäule bei gleicher Tiefe: und das bei einem horizontalen Abstande von 8000 Kilometer!

So sind entschieden die Wirkungen dieser geringen Differenzen bisher stets überschätzt worden. Keine Strömung des offenen Ozeans, am wenigsten der Floridastrom, kann auf thermischen Ursachen beruhen. Nur ein ganz gelindes, unmeßbares Drängen der Polargewässer erfolgt am Boden der Meere dem Aquator zu, dort die niedrigen Temperaturen verbreitend. Es mag sein, daß unter dem Äquator durch den sowohl von Norden wie von Süden kommenden Druck das kalte Bodenwasser genötigt ist nach der Oberfläche zu auszuweichen und daß so die auffallend geringe Tiefe, in der man kaltes Wasser in der Tropenzone des Atlantischen Ozeans findet, zu erklären ist, wie gewöhnlich in den Handbüchern geschieht.

Wenn man liest, daß eine Wärme von 10° gefunden wird

im Nordatlantischen Ozean in 36 Grad nördl. Breite in 840 m,
unter dem Äquator . . . . . „ 310 m,
im Südatlantischen Ozean in 35 Grad südl. Breite „ 350 m,

so ist man in der That versucht, eine solche „vertikale Zirkulation" der Gewässer anzunehmen. Aber es läßt sich leicht nachweisen, daß an den Westseiten des Atlantischen Ozeans die Schichten gleicher Temperatur durchweg tiefer liegen als unter gleicher geographischer Breite an der Ostseite und auch tiefer

als unter dem Äquator. Ebenso ist das im Pazifischen Ozean durch „Challenger" und „Gazelle" konstatiert worden, wo übrigens auch die Isothermflächen keine Annäherung an die Oberfläche am Äquator zeigen, wie im Atlantischen Ozean. So liegt im letztern in 25° s. Br. nach den Beobachtungen der „Gazelle" östlich von St. Helena die Isotherme von 10° in 390 m, westlich bei Brasilien aber in 470 m, also 80 m tiefer als im Osten; dagegen liegt sie, wie man gleich bemerkt haben wird, am Äquator und im Osten in der gleichen Tiefe. Da die Äquatorialströmungen ihre Zufuhr aus den relativ kalten Strömungen der Osthälfte der Meere erhalten (von dem sehr kalten Küstenwasser hier ganz abgesehen!), so ist es eigentlich selbstverständlich, daß ihre Durchwärmung nach unten hin zuerst nicht so vorgeschritten sein kann, wie da, wo sie durch die Kontinente in höhere Breiten gedrängt die Tropenzone verlassen: die Temperaturen sind also in ihrer Verteilung anscheinend nur als Wirkungen der Ströme anzusehen, nicht als ihre Ursache. Immerhin aber ist das letzte Wort in dieser Frage noch nicht gesprochen, denn die Wärmeverteilung in den Ozeanen ist ja erst in dürftigen Grundzügen bekannt.

Ferner hat man in der Verdunstung, welche wie wir sahen, den Salzgehalt des Wassers vermehrt, also Wassersäulen von verschiedener Schwere nebeneinander und damit Ausgleichsströme schaffen kann, ein wichtiges Moment für die Erklärung der Meeresströme finden wollen. Doch ist im offenen Ozean die Wirkung der Verdunstung ja auch nur auf eine sehr oberflächliche Schicht beschränkt, überdies stetig reguliert und kompensiert durch den von allen Seiten möglichen Zufluß; nur in Meeresstraßen, welche abgeschlossene Mittelmeere mit dem Ozean verbinden tritt sie mächtig in die Erscheinung. So verliert, wie wir schon bei einer früheren Gelegenheit erwähnten (S. 17), das Mittelländische Meer alljährlich ein bedeutendes Quantum von Wasser an seiner Oberfläche durch Verdunstung, welches nur zum Teil durch die Regenfälle und die Flüsse ersetzt wird.

So strömt durch die Straße von Gibraltar ein starker Strom hinein, den nur kräftige Ostwinde oberflächlich zum Stillstande bringen. — In der Ostsee und im Schwarzen Meer dagegen ist ein Überfluß von Süßwasser durch die einmündenden Ströme vorhanden und so strömt sowohl durch Bosporus und Dardanellen wie durch die Belte und den Sund ein kräftiger Oberflächenstrom aus diesen Meeren hinaus, wofür in der Tiefe schwereres Wasser hineintritt. Auch in diesen Straßen modificieren die herrschenden Winde aber die Strömungen sehr erheblich.

In der That haben wir aber in den Luftströmungen, besonders den stetig wehenden, wie den Passaten der Tropenzone und den doch sehr häufig und immer sehr stark auftretenden Westwinden der höheren Breiten, die Hauptkräfte gegeben, durch welche die ozeanischen Strömungen erzeugt und in Gang gehalten werden. Den Seeleuten war es längst geläufig, daß der Strom im Allgemeinen in derselben Richtung läuft wie der Wind, aber eine dauernde und tiefgehende Wirkung des letzteren wurde von den Gelehrten, selbst von einem so ausgezeichneten Physiker wie Arago, geleugnet. Rennell, wie überhaupt die englischen Hydrographen, haben aber schon eine sogen. „Windtheorie der Meeresströmungen" ausgebaut, zu einer Zeit wo auf dem europäischen Festlande als Hauptursache dieser Bewegung nur die Temperaturen galten. Rennell nannte die direkt vom Wind erzeugten Stromgänge „Triftströme" (drift currents), wozu also die Äquatorialströmungen zu rechnen wären. Dagegen die Ablenkungen derselben durch die widerstehenden Kontinente nannte er stream currents, was man mit „Stau-" oder „Abflußströmungen" übersetzen könnte. Zu den letzteren ist also der Brasilienstrom, Agulhasstrom, aber auch der Golfstrom einschließlich des Floridastroms zu rechnen. Schon Franklin erklärte den letzteren so, daß er das durch den Passat in den Golf von Mexiko getriebene Wasser aus diesem wieder entführe.

Die Analysis hat diese Wirkung des Windes erst im Jahre 1878 untersucht: damals erst konnte Zöppritz nachweisen, wie sich die Trift der Wasserteilchen vor dem Winde her allmählich in die Tiefe fortpflanzt, bis schließlich, bei konstant bleibender mittlerer Windrichtung, wie im Passat, die ganze Wassermasse diesem Impulse folgt, doch so, daß die Stromgeschwindigkeit direkt wie die Tiefe abnimmt: also in der halben Wassertiefe halb so stark ist wie an der Oberfläche, am Boden aber gleich Null. Die Rechnung zeigt, daß Änderungen in der Windrichtung sich außerordentlich langsam in die Tiefe fortpflanzen. So braucht, den vorherigen Stillstand der ganzen Wassermasse vorausgesetzt, eine beginnende Luftströmung 239 Jahre, um in 100 m Tiefe einen Strom zu bewirken, der die halbe Stärke der Oberflächentrift besitzt. Eine Trift, welche 24 Stunden in derselben Richtung gezogen ist, würde in einem Meter Tiefe erst $^1/_6$ ihrer Geschwindigkeit bewirkt haben. Nehmen wir ein Meer von 4000 m Tiefe an, so wird ein konstant wehender Wind in der halben Tiefe, also in 2000 m, nach 10 000 Jahren erst eine Geschwindigkeit erzeugt haben, die nur 3.7 Prozent der Oberflächentrift erreicht; nach 100 000 Jahren aber beträgt sie schon 46.1 Prozent, nach 200 000 Jahren 49.8 Prozent. Der Endzustand würde genau den halben Betrag der Oberflächentrift ergeben müssen.

Zöppritz' Rechnungen sind indes nicht ganz einwandfrei, da die Ozeane keine unendlichen Wasserflächen von gleicher Tiefe sind, vielmehr nach den drei Dimensionen sehr unregelmäßig geformte Räume. So vollzieht sich auch die Fortpflanzung der Oberflächentrift in die Tiefe keineswegs so ungestört wie die Rechnung annimmt. Es werden aus dem Floridastrom und den Äquatorialströmen in der That wirbelartige „Stromabbelungen" beschrieben, vielfach durch kaltes Wasser gekennzeichnet — also störende Bewegungen von unten an die Oberfläche hinauf. So zeigen auch die statistischen Zusammenstellungen aus dem Bereiche dieser Passattriften keineswegs einen konti-

nuierlich in derselben Richtung laufenden Strom, sondern dieser wird meist nur in $^2/_3$ aller Fälle gespürt; $^1/_4$ aller Fälle ergeben eine so schwache Versetzung am Ende des Etmals, daß „gar kein Strom" notiert wird, und $^1/_{10}$ aller Fälle ergiebt sogar eine der Hauptströmung entgegengesetzte Versetzung: alles Indicien dafür, daß die Passattriften doch vielleicht durch große Stromwirbel oder anderartige Bewegungen in ihrem Innern gestört sind, auf welche die unter vereinfachenden Voraussetzungen rechnende Analysis keine Rücksicht genommen hat.

Soviel aber darf als nunmehr feststehend angenommen werden, daß die Passate der niederen, die Westwinde der höheren Breiten die eigentlichen Motoren sind, welche die große wagrechte Zirkulation der Meere, die ozeanischen Strömungen erzeugen und ernähren. Damit allein lassen sich die übereinstimmenden Verschiebungen der drei Äquatorialströme und der Passate erklären, die wir oben durch ein Kärtchen ausdrückten (s. Seite 215). Damit allein die Monsunströme des Indischen Ozeans, überhaupt aber die Meerengenströme der Nebenmeere, soweit nicht jene oben erwähnten Differenzen des Salzgehaltes im Spiele sind.

Die äquatorialen Gegenströmungen, wie der Guineastrom, sind wohl als sogen. „Reaktionsströme" aufzufassen. Diese entstehen überall, wo sich hinter Halbinseln oder Inseln „tote Räume" einstellen, in welche dann ein Zweig des vorüberziehenden Hauptstroms einlenkt, in diesem kreisend. Die einfachste Gestalt derselben zeigen unsere Flüsse hinter ihren Buhnen oder, im Kleinen, hinter breiten Brückenpfeilern. Ganz ähnliche Stromfiguren lassen sich aber auch im Ozean nachweisen: so beispielsweise an der Südwestseite von Madagaskar ein Gegenstrom nach Norden. Tiefgehende Abflußströmungen erzeugen zu ihrer Seite auf den flachen Küstenbänken häufig Gegenströme.

Der Guineastrom scheint nun darauf zu beruhen, daß der Passat westlich und nordwestlich von St. Helena und Ascension notorisch an Stärke erheblich größer ist, wie an der östlichen

Seite des Ozeans. Zieht man bloß die Richtung des Passates, ohne auf seine Stärke zu achten, in Betracht, so müßte der Benguelastrom über den Äquator hinüber in die Biafrabai eintreten und erst dann nach Westen strömen. Da aber auf der brasilischen Seite durch den dort sehr viel stärkern Passat das Wasser mächtig nach Westen und Nordwesten getrieben wird, so entsteht gewissermaßen dort eine Erniedrigung des Niveaus, welche allem Wasser östlich davon eine unwiderstehliche Tendenz nach Westen hin giebt. Darum biegt der Benguelastrom schon in 5° südl. Br. von der Küste ab und erzeugt so an seiner rechten Flanke einen leeren Raum, der durch eine Gegenströmung ausgefüllt werden muß. Das erklärt die Guineaströmung zwischen der Gold- und Sklavenküste und dem Äquator. Die westlicheren Teile derselben beruhen auf einem Bedürfnis nach Kompensation, welches hier durch den Nordostpassat erzeugt wird und besonders im Sommer durch sein Zurückweichen über 10° nördl. Br. nordwärts, seine Verstärkung bei den westindischen Inseln und das gleichzeitige Auftreten des Südwestmonsuns zwischen beiden Passaten nur um so kräftiger in die Erscheinung tritt. In der That schrumpft die Guineaströmung südlich von den Kapverdischen Inseln um so mehr zusammen, je schmaler der Stillengürtel zwischen den Passaten wird, wie die Kärtchen S. 215 zeigten.

Korv.-Kapt. Paul Hoffmann hat in den äquatorialen Gegenströmungen eine Wirkung der ablenkenden Kraft der Erdrotation sehen wollen. Diese wirkt bekanntlich bei Bewegungen auf der Erdoberfläche so, daß sie auf der nördlichen Hemisphäre die bewegten Körper nach rechts, auf der südlichen nach links aus ihrer Bahn zu drängen sucht. Tritt also die südliche Äquatorialströmung über den Äquator, so soll sie sich danach in einen Nordost- und Oststrom verwandeln. Aber dieser Effekt ist stets abhängig von der Geschwindigkeit dieser Bewegung, und diese ist bei den Meeresströmungen eine sehr geringe, meist nicht $^1/_3$ Meter in der Sekunde übersteigend. Dann aber nimmt

dieser Effekt mit der geographischen Breite zu und zwar so, daß er in 50° Breite etwa 9 mal, in 70° Breite 12 mal stärker ist wie unter 5° Br. Nun lassen sich an den Meeresströmungen keineswegs klare Beweise dafür beibringen, daß in 50° Breite wirklich jener Ablenkungseffekt in die Erscheinung tritt; immer sind die Windverhältnisse allein ausreichend, die vorhandenen Phänomene zu erklären. Selbst der schnelle Floridastrom läßt jenen Effekt vermissen (die südöstlichen Gegenströmungen, welche bisweilen bei den Bermudas gefühlt werden, können nicht mit der kontinuierlich wirksamen Erdrotation zusammenhängen!), um so eher wird man darauf verzichten können, in den niedrigen Breiten von 3°—10° nördl. Br. zur Erklärung von östlichen Gegenströmungen auf die Erdrotation zurückzugreifen.

Eine andere rätselhafte Erscheinung läßt sich nach der Theorie der Kompensationsströme ebenso einfach erklären: das Auftreten sehr kalten Küstenwassers an den Westküsten der Kontinente in 10° bis 30° Br. Sowohl an der Saharaküste, wie an der Südafrikas bei Lüderitzland und den portugiesischen Kolonieen, nicht minder an der Küste Kaliforniens und namentlich an der von Chile und Peru tritt die allen Seefahrern geläufige Erscheinung zutage, daß in den Häfen und dicht unter Land das Wasser viel kälter ist, als weiter in See, was auch das Auftreten von Nebeln an jenen Küsten zur Folge hat. So sah S. M. S. „Elisabeth", als es den peruanischen, in 12° südl. Br. gelegenen Hafen Callao verließ, die Wassertemperatur von 18,3° auf der Rhede schon 30 Seemeilen in See auf 20,6° gestiegen und auch weiter zunehmend, so, daß in 135 Seemeilen Abstand 27,0°, also 9° mehr notiert wurden, als an der Küste. Von deutschen Kriegsschiffen sind im Hafen von Callao schon Temperaturen von nur 13.6° beobachtet worden, welche gleichzeitig in See erst in 35° südl. Br. bei Valparaiso zu erwarten waren. Der Perustrom seinerseits kann dieses kalte Wasser nicht von Süden herangeführt haben, dazu würden für diesen schwachen Strom etwa vier Monate nötig sein; es kann

nur aus der Tiefe kommen. Kapt. Hoffmann berichtet, daß er im Memeler Tief (in der Ostsee) bei starkem Ostwinde innerhalb 24 Stunden die Oberflächenwärme von 19° auf 6° habe sinken sehen, während gleichzeitig in 36 Seemeilen Entfernung vom Land diese Temperatur von 6° erst in 70 m Tiefe zu finden gewesen sei. Hier war direkt ein „ablandiger", das Wasser vom Lande hinweg treibender Wind wirksam. An jenen Westküsten von Amerika und Afrika aber herrscht ein fast „auflandiger" Wind, der deflektierte (bei Peru und Benguela zu einem Süd oder Südsüdwest gewordene) Passat.

Auch hier ist das Kompensationsbedürfnis in großer Ferne erzeugt: durch die normale Richtung des Passats in einigem Abstande von der Küste, wo er das Wasser nach Westen zieht, wird unter Land, zumal in den Hafenbuchten, an der Oberfläche das Wasser eine Tendenz seewärts erhalten und das in dieser Richtung davon treibende kann unmittelbar nur von unten, aus der Tiefe, ersetzt werden. Das Tiefenwasser aber ist kalt.

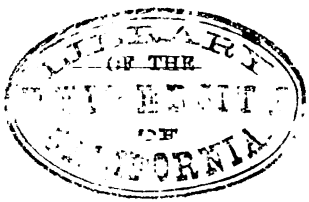
So sind auch die gelegentlich an der Gold- und Sklavenküste wie im Golfe von Panama auftretenden abnorm niedrigen Küstentemperaturen vielleicht ähnlich zu erklären. Kapt. Bourke berichtet von der Goldküste in der Zeit von Juli bis September tagelang das Küstenwasser nur 19°—20° warm gefunden zu haben, während wenige Meilen in See 25° bis 27° vorhanden waren. Es mag sein, daß der durch den westwärts enteilenden Äquatorialstrom erzeugte Guineastrom von der Oberfläche nicht genug Wasser nach Südosten führen kann und so unter Land auch durch Wasser aus der Tiefe her den Abgang an der Oberfläche ersetzt. Indes fehlt noch viel, ehe man diese komplizierteren Prozesse klar wird durchschauen können; so möge denn auch obiger Versuch einer Erklärung vor allem zu zahlreichen und aufmerksamen Beobachtungen an jenen zu einem guten Teil ja nunmehr deutschen Küsten Afrikas herausfordern!

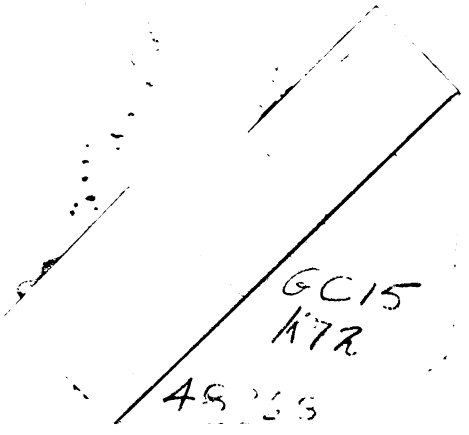
Namen- und Sachverzeichnis.

Äquatorialströmung 214, 227.
Äthiopischer Ozean 25.
Agulhas-Bank 62, 172.
Agulhas-Strom 228.
Aimé 211.
Airy 173, 193.
Akkumulator 44.
Alberti 48.
Amerikanisches Mittelmeer 17, 22, 64.
Andamanisches Randmeer 20.
Antarktisches Gebiet 11, 12, 156.
Aräometer 95.
Arago 106, 117, 234.
Ariadne, S. M. S. 87.
Aristoteles 116, 183.
Arktisches Meer 15, 19, 22, 62, 66, 97, 101, 133, 140.
Atlantischer Ozean 14, 25, 67, 196, 214.
Australasiatisches Mittelmeer 18, 22, 65, 97, 136.
Baillie 43.
Bandasee 66, 136.
Belte 17, 234.
Beringmeer 10, 16, 230.
Bernouilli 193.
Bodensedimente 75—92.
Bodentemperaturen 129.
Börgen 146, 193, 202.
Bore 204.
Böschungen 53, 66.
Bosporus 17, 234.
Bouguer 105.
Brandung 171 f.
Brasilienstrom 224 f.
Braunstein 81.
Britisches Randmeer 23.
Breusing 34, 76.
Brooke 41.
Bruns 30.
Buache 26, 52.
Buffon 116.
Capri 110.
Celebessee 66, 136.
Challenger-Expedition 28, 38, 68, 80, 107, 113, 119, 128, 131, 167, 209, 226, 233.
Chlor 96, 105.
Chüden, Kapt. 168.
Cialdi 106.
Denham, Kapt. 40.
Deutsches Randmeer 23.
Diatomeen 79, 89
Dinklage, Kapt. 203.
Doggerbank 60.
Dolphin, Brigg 38.
Dove 5.
Dünung 169.
Durchsichtigkeit des Seewassers 105 f.
Du Petit Thouars 118.
D'Urville 118.
Ebbe 187, 199.
Ehrenberg 89.
Einsturzbecken 64.
Eintagsfluten 199.
Eisberge 143 f.
Eismauer 155.
Ekman 139.
Elisabeth, S. M. S. 238.
Ellis 36, 117.
Euripus 183.
Faden 34.
Falklandstrom 225.
Faradayhügel 56, 164.
Farbe des Seewassers 109 f.
Ferrel 193.
Flämische Kappe 55, 57.
Fleurieu 11.
Floridastrom 217 f.
Flut 187, 199.
Flutwechsel 197.
Fol 107.
Foraminiferen 79.
Forchhammer 77, 94.
Forel 108, 182.
Forster 36, 117.
Franklin 219, 234.
Fundy-Bai 197.
Gase im Seewasser 102.
Gazelle S. M. S. 38, 67, 93, 119, 126, 131, 224, 233.
Geoid 32.
Gegenströme 226.
Gehörknöchelchen (vom Wal) 81.
Gezeiten 185—206.
Gezeitenströmung 199.
Gibraltarstraße 17, 134, 234.
Globigerinen 79.

Goethe 109.
Golfstrom 15, 217 f.
Grahamland 11.
Grenzen der Ozeane 10, 13.
„Großer" Ozean 12, 26.
Gründe (vor dem Kanal) 62, 119.
Guardafui (Kap) 92.
Guineastrom 214, 236.
Hafenzeit 195.
Haifischzähne 81.
Hanfleine 44.
Hann 32.
Hellmann 89.
Herodot 34, 75.
Herschel, Sir John 17, 192.
Hochwasser 187.
Hoffmann, Korv.-Kapt. 228, 237, 239.
Holzhauer, Korv.-Kapt. 136, 203.
Homothermische Schicht 134.
Homopleroten 195.
Horn (Kap) 11, 13, 230.
Hudsonsbai 16, 19.
Humboldt, A. von 37, 105, 229, 231.
Hydralot 43.
Japanisches Meer 16, 230.
Infusorien 89.
Indischer Ozean 14, 18, 20, 25, 68, 160. 227.
Interferenzen (der Wellen) 170.
Kalema 174.
Kalifornisches Randmeer 20.
Kalkschlamm 79.
Kanal 62, 119, 195, 201, 222.
Kant 231.
Katamaran 174.
Karsten 96, 118, 136.
Kap Guardafui 92.
Kap Horn 11, 13, 230.
Kap Verde 89.
Karibisches Meer 11, 62, 65, 105, 136.
Kentern (des Stroms) 200.
Kieselschlamm 80, 84.
Klavierdraht 44.
Kohlensäure (im Seewasser) 103.
Koldewey 216.
Kontinentalwelle 29.
Korallen-Inseln 57, 79.
Kotzebue 106.
Kreide 83.
Krusenstern 88, 107.
Kulen 60.
Landhalbkugel 3.
Laplace 193.
Laurentisches Randmeer 20.
Lenz 107, 231.
Listing 32.
Lot 34, 39, 75 f.
Luksch 107.
Luft (im Seewasser) 102.
Lütke 31.
Magalhaens 35.
Marmara-Meer 23.
Marrobbio 183.
Marsilli 35, 116.
Mascaret 204.
Maury 37, 39.
Massey 48.
Merkator 25.
Metalle (im Seewasser) 94.
Meyer-Forsteck 100, 120, 136.
Miller-Casella's Thermometer 121.
Mittelländisches Meer 10, 16, 18, 20, 36, 62, 64, 98, 105, 109, 134. 233.
Mittelmeere 17, 21, 62, 96, 135.
Mohn 58, 80, 140, 167.
Moltke 111.
Mont Saint Michel 197.
Murray 78, 81.
Mußliboote 174.
Nadirflut 186.
Nautilus S. M. S. 168.
Nebenmeere 16.
Negretti-Zambra's Thermometer 121.
Neubritannien 86.
Neufundlandbank 62, 145, 172, 220, 224.
Neumayer 67, 230.
Newton 193.
Niedrigwasser 187.
Nordpolarmeer 15, 158.
Nordsee 23, 59, 61, 76, 77, 137.
Nordmeer, europäisches 24, 80, 140.
Novara-Expedition 166.
Oberflächentemperatur 114.
Ochotskisches Meer 16, 158, 230.
Ostchinesisches Meer 16, 23, 61.
Ostsee 17, 19, 23 f. 61, 77, 97, 109, 130, 181, 233.
Packeis 148.
Palmer-Land 11.
Päris, Leutn. 167.
Parker 41.
Patagoniabank 62, 225.
Paumotu-Archipel 57, 228.
Pazifischer Ozean 14, 18, 20, 26, 69, 128, 195, 228.
Pechuel-Lösche 174.
Periode (der Wellen) 165.
Persischer Golf 16, 19, 61.
Petermann 13.
Pororoca 204.
Radiolarien 79.
Randmeere 19, 21, 62.
Reaktionsströme 236.
Rennell 224.
Rennellstrom 222.
Resaca 184.
Roller 172, 175 f.
Romanisches Mittelmeer 20, 22.
Rotationsablenkung 227.
Rotatorische Strömungen 202.

Roß, James Clark 12, 37, 111, 128, 154, 169.
Roß, Sir John 37, 78, 117, 131.
Rotes Meer 10, 16, 19, 98, 105, 110, 136.
Salzgehalt (des Seewassers) 95.
Sargasso 223, 228.
Sarrasin 107.
Sauerstoff (im Seewasser) 102.
Sawu-See 66, 136.
Schäumen (des Seew.) 104.
Schleinitz, Frhr. von 38, 67, 70, 224, 227.
Schlick 75.
Schöpfapparate 100.
Schwarzes Meer 17, 62, 97, 111.
Schweinfurth 105.
Schwerlot 39.
Scoresby 37, 106, 111, 117, 144.
Secchi 107.
„Seebär" (in der Ostsee) 181.
Seebeben 160, 176.
Seebuch, hansisches 34, 76.
Seegebirge 53.
Sekundenpendel 31.
Siemens 51.
Sigsbee, Kapt. 45, 210, 217.
Skagerrak 58, 97.
Springflut 189.
Staubfälle 88.
„Stehende" Wellen 182.
Steingründe 77.
Stickstoff (im Seewasser) 102.
„Stiller" Ozean 26.
Stillenregion 98.
Stoßwellen 176.
Stromkabbelung 235.
Stromversetzung 208, 226.
Sturzseen 172.
Südpolarmeer 13, 14, 159.
„Südsee" 26.
Tang 94, 223, 228.
Tasmanisches Randmeer 20.
Taubeflut 189.
Temperatur (des Seewassers) 112 f.
Thermometer 119 f.
Thomson, Sir William 49.
Thomson, Sir Wyville 38.
Thon 77.
Tide 187.
Tiefen 32, 60—75.
Tieflot 39.
Tuscarora, Schiff 38, 53, 70, 119.
Vareniu 9, 23, 25, 35, 48, 231.
Verdunstung 96, 233.
Victorialand 12.
Virginentiefe 67.
Vulkane 63, 79, 81, 85.
Wagner 1, 70.
Wärmeverteilung 112, 231.
Wasserhalbkugel 3.
Weber 163.
Weyprecht 141, 146.
Whewell 195.
Wilkes 106, 154, 166.
Wolff 107.
Zenitflut 186.
Zöppritz 118, 235.
Zwischenmeere 23.



Druck von Greßner & Schramm, Leipzig.

YB 09270